

COORDINACIÓN DE DESARROLLO PROFESIONAL E INSTITUCIONAL

SUBCOORDINACIÓN DE POSGRADO

T E S I S

ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL MONZÓN DE NORTEAMÉRICA USANDO MODELOS GLOBALES Y REGIONALES

que para obtener el grado de

Maestro en

Ciencias y Tecnología del Agua

Área de concentración: Hidrometeorología

presenta

Salvador Castillo Liñan

Tutor:

Doctor José Antonio Salinas Prieto

Cotutor:

Doctor Ramón Fuentes Franco





Con fundamento en los artículos 21 y 27 de la Ley Federal del Derecho de Autor y como titular de los derechos moral y patrimoniales de la obra titulada “ANÁLISIS DE LA DINÁMICA DEL MONZÓN DE NORTEAMÉRICA USANDO MODELOS GLOBALES Y REGIONALES”, otorgo de manera gratuita y permanente al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, autorización para que fijen la obra en cualquier medio, incluido el electrónico, y la divulguen entre su personal, estudiantes o terceras personas, sin que pueda percibir por tal divulgación una contraprestación.

Salvador Castillo Liñan

Jiutepec, Morelos, julio del 2021





MAESTRÍA EN CIENCIAS Y TECNOLOGÍA DEL AGUA

Ante el Jurado integrado por:

Presidente: Dr. René Lobato Sánchez
Secretario: Dr. Martín José Montero Martínez
Vocal 1: Dr. José Antonio Salinas Prieto
Vocal 2: Dra. Ruth Cerezo Mota
Vocal 3: Dr. Ramón Fuentes Franco

Tutor de tesis

Dr. José Antonio Salinas Prieto

Jiutepec, Morelos, México, julio 2021
Instituto Mexicano de Tecnología de Agua



Dedicatorias:

A mi madre Juana Castillo Liñan; por su gran apoyo, amor y esfuerzo durante toda mi formación académica; gracias a tu sabiduría y a tu ejemplo siempre sé que se pueden lograr grandes cosas. Te agradezco de verdad todas las enseñanzas ejemplares que me has brindado y valoro cada esfuerzo que has realizado por mí. Gracias a ti, sé que puedo seguir adelante.

Al amor de mi vida David Eduardo Díaz Gutiérrez; gracias a ti he descubierto el mundo de la investigación, tu esfuerzo y pasión, siempre hacia el trabajo profesional, será mi mayor inspiración. Agradezco al destino por haberte encontrado y confío que siempre serás la mejor persona a la cual pude brindarle todo mi amor; gracias por tu gran entrega y por siempre creer en mí. Te amo.

A mis padrinos Aurelio Castillo Liñan y María Antonia Hernández Escareño; gracias por todo su cariño y confianza; siempre será mis dos grandes ejemplos de vida. Estoy muy agradecido por poder contar con ustedes.

Agradecimientos:

A mis dos tutores los doctores Ramón Fuentes Franco y José Antonio Salinas Prieto; gracias por la oportunidad de trabajar y desarrollar el tema de mi interés bajo sus enseñanzas; su apoyo y entusiasmo forjaron en mi interés hacia la investigación; espero poder continuar y contribuir de forma similar a ustedes en la ciencia en México.

A los docentes de la maestría en el área de concentración de Hidrometeorología; su gran dedicación académica fue fundamental para enriquecer mi formación académica; gracias a todas sus enseñanzas fui capaz de desarrollar este proyecto, así como también seré capaz de desarrollar proyectos futuros.

Al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA); por la oportunidad de beca de posgrado recibida, el uso de sus instalaciones durante el posgrado y el gran apoyo por parte de su personal para concluir mi posgrado.

Al comité revisor del presente trabajo; por toda sus sugerencias y retroalimentaciones, para que este proyecto de investigación se logrará de la manera más excelente posible.

Contenido

Resumen	1
Introducción	2
Climatología del Noroeste de México y Suroeste de Estados Unidos.....	2
Estructura de un Monzón.....	2
El monzón de Norteamérica o monzón mexicano	5
La modelación numérica y el NAM.....	6
Hipótesis.....	9
Objetivos	10
Justificación.	10
Metodología	11
Área de estudio	11
Datos.....	13
Método de regionalización dinámica.....	14
Proceso y Análisis del NAM	15
Resultados	18
Análisis de precipitación asociada al NAM en modelos globales y regionales.....	18
Análisis del flujo de humedad zonal y meridional durante el periodo del NAM	37
Análisis de la contribución del LSTC en el Inicio y final del NAM.....	39
Discusiones y conclusiones	52
Trabajo a Futuro	56
Bibliografía	57
Anexo 1	61
Anexo 2	62
Anexo 3	63

Resumen

El Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) es un sistema atmosférico intraestacional causante de aproximadamente el 70% de las precipitaciones anuales en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. Su estudio utilizando modelos numéricos es un reto debido a la compleja dinámica asociada a la abrupta orografía y al contraste térmico océano-continente que contribuyen a su desarrollo durante el verano. A pesar de que la gran mayoría de los modelos globales del experimento CMIP5 (Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados, por sus siglas en inglés), logran describir el periodo intraestacional de precipitaciones máximas sobre el dominio del NAM y reproducir su variabilidad espacial y temporal, se han identificado sesgos en las simulaciones con respecto a las observaciones y los datos de Reanálisis.

Con el propósito de abordar estos sesgos, así como identificar y explicar el inicio-final del monzón, en este estudio se analiza el papel de los mecanismos entre la atmósfera, del continente y el océano, utilizando simulaciones numéricas regionales generadas con el modelo sueco RCA4 (Rossby Centre regional atmospheric model 4), el cual fue forzado con 10 modelos globales del CMIP5. Los resultados mostraron que las simulaciones numéricas regionales mejoraron en lo general debido a la retroalimentación sobre los sistemas convectivos de mesoescala a lo largo de la Sierra Madre Occidental. Asimismo, se identificaron las diferencias entre los flujos superficiales de humedad (FHS) en dos subregiones durante el NAM; concluyendo que, en ambos dominios, entre mayor sea la magnitud de la componente meridional del FHS y su dirección sea hacia el norte, menor es el sesgo en la variable precipitación de las simulaciones sobre el NAM.

Por otra parte, debido a la mejoría lograda por la regionalización en la reproducción de las temperaturas superficiales sobre el sur del Golfo de California y el desierto de Sonora (especialmente en éste último), fue posible identificar patrones de anomalías térmicas en los años con inicios del NAM anticipados (con anomalías positivas representativas sobre el desierto), así como en años con inicios tardíos (con anomalías negativas sobre el desierto y positivas sobre el océano), en años con finales anticipados (con anomalías negativas notables sobre el desierto y ligeramente positivas sobre el océano), así como en años con finales tardíos (con anomalías positivas notables en desierto, ligeramente negativas sobre el océano).

Adicionalmente, se analizaron las implicaciones de aplicar la regionalización dinámica en: los ciclos anuales de precipitación, la variabilidad interanual, el inicio y el final del Monzón, el cambio de dirección estacional e intraestacional de flujos zonales y meridionales, el cambio de signo estacional e intraestacional del contraste térmico océano-continente (LSTC), las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) y su relación con años de inicio temprano y tardío, las anomalías de TSM y su relación con años de final temprano y tardío, traduciéndose ello en una mejora de las simulaciones regionales reflejadas en una mayor correlación con observaciones respecto a las simulaciones globales.

Introducción

Climatología del Noroeste de México y Suroeste de Estados Unidos.

La región noroeste de México y suroeste de Estados Unidos es una zona de transición entre las latitudes tropicales y medias, se encuentra al norte del trópico de cáncer. En esta región se observa el cinturón de altas presiones del hemisferio norte, con la Sierra Madre Occidental (SMO) regulando el flujo de humedad del océano (limitándolo casi todo el año menos en verano), y como consecuencia de ello es una región en gran parte semiárida a árida (Mosiño Aleman, 1966). Ligado a lo anterior, las condiciones térmicas son extremas: en las zonas de planicies altas se registran oscilaciones mayores a 14°C (debido a la pérdida súbita de calor por la ausencia de humedad), conforme la altitud es mayor. Mientras tanto en las regiones montañosas la temperatura es relativamente más templada; y el invierno es de frío a muy frío: La zona costera es calurosa con oscilación térmica similar a la zona de altas planicies y con inviernos más cálidos. Por último, la zona de frontera entre ambos países presenta un clima semidesértico a desértico registrándose temperaturas que pueden superar 35 grados (en verano), oscilación térmica superior a 14°C e inviernos fríos (Mosiño Alemán, 1966; ver fig. 1).

Por lo general, la región de altas presiones (asociada a la circulación general), favorece la subsidencia y condiciones atmosféricas estables. En verano, esta región se desplaza hacia el norte lo que permite que los vientos alisios dominen en la zona y se generen flujos de humedad de ambos océanos (Sánchez-Crispín, A., Propin, E., & Mollinedo, 2016)

Con respecto a los patrones de lluvia, la zona más árida se extiende en la frontera de México y EU con precipitación menor a 300 mm al año, siendo relativamente más húmeda hacia el sur de la región, ello dependiendo de la cercanía a la SMO. Asimismo, la zona costera de Sinaloa y Sonora registra también precipitaciones escasas con un régimen de precipitación máximo en verano. Finalmente, en invierno dicha zona es influenciado por sistemas invernales y recibe precipitaciones de tipo estratiforme (de mayor importancia para la península de Baja California) que si bien en algunos puntos de mayor altitud llegan a ser en forma de nieve (Mosiño Aleman, 1966).

Estructura de un Monzón

El término monzón tiene su origen en la palabra árabe “mawsim”, que significa estación, y se identifica mediante el cambio estacional de la dirección del viento superficial a gran escala (Ahrens, 2009; Ramage, 1971; Webster & Fasullo, 2003).

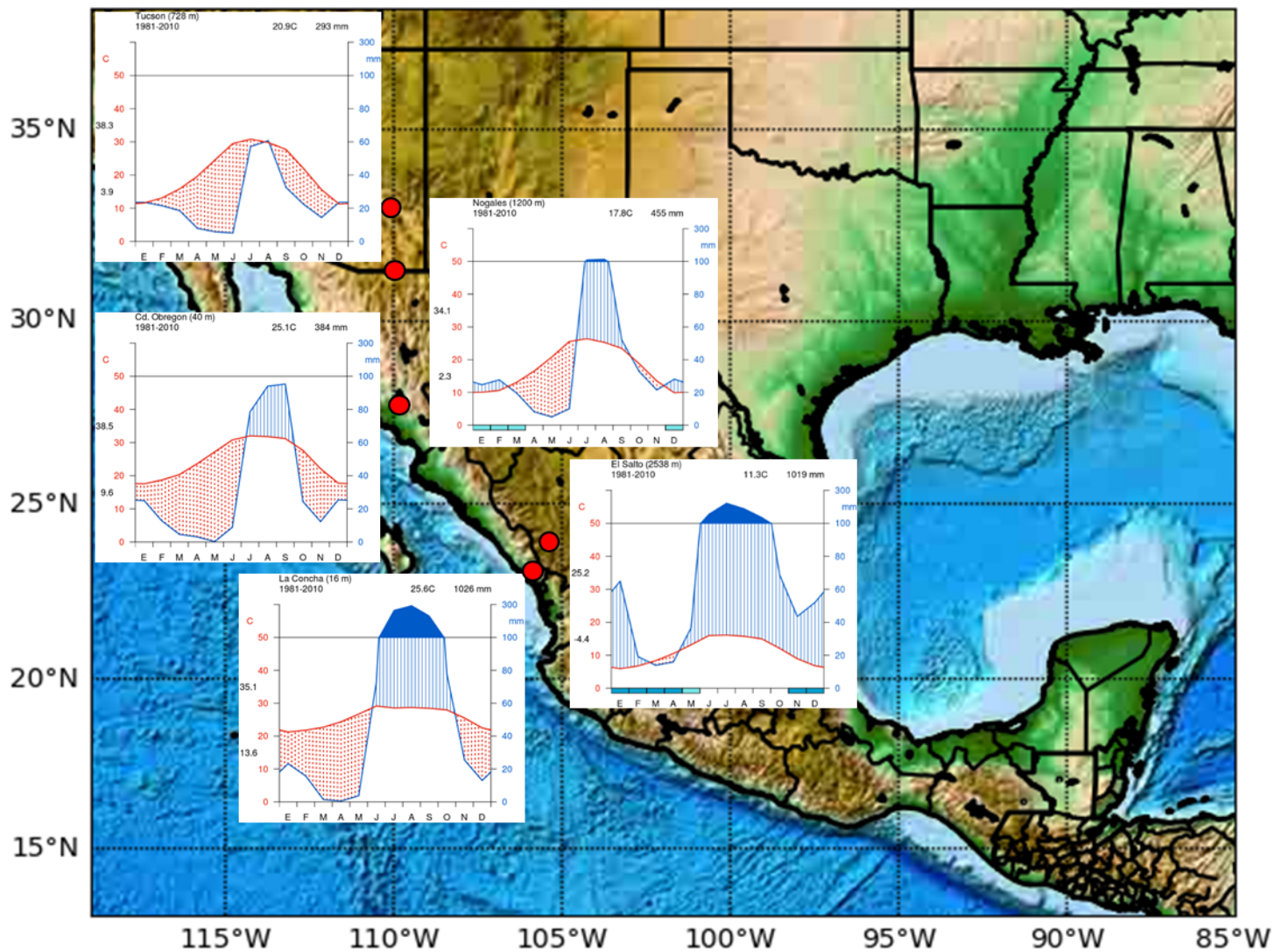


Figura 1.- Climogramas de diferentes estaciones del Noroeste de México y Suroeste de Estados Unidos, las líneas rojas indica la temperatura máxima en grados centígrados y las líneas azules la precipitación en milímetros sobre metro cuadrado; observar el máximo de precipitación ocurrido durante los meses de verano justo después de alcanzar el máximo valor en temperatura. (basados en datos provenientes del Servicio Meteorológico Nacional Mexicano).

Específicamente ocurre que la dirección del viento durante casi todo el año se mantiene en un sentido, pero es en el verano (austral o boreal) cuando se invierte el patrón del flujo debido al contraste térmico océano-continente (LSTC, por sus siglas en inglés); por consiguiente, en dicho periodo, se desarrolla en el continente una baja térmica superficial que ocasiona que se advecte humedad del océano al continente (Ahrens, 2009), dando como resultado final una alternancia: entre un invierno seco y un verano húmedo, similar a la definición de un sistema de brisas, pero a gran escala (Ramage, 1971; Webster & Fasullo, 2003; ver Fig. 2). Por lo tanto, las subregiones donde ciclones y anticiclones superficiales se alternan entre el verano y el invierno son monzónicas (Ramage, 1971). Sin embargo, el dominio global aproximado del monzón se define donde la tasa de precipitación del verano local menos el invierno excede de 2.5 mm sobre día y la precipitación del verano local supera el 55% del total anual (WCRP, n.d; ver Fig. 3).

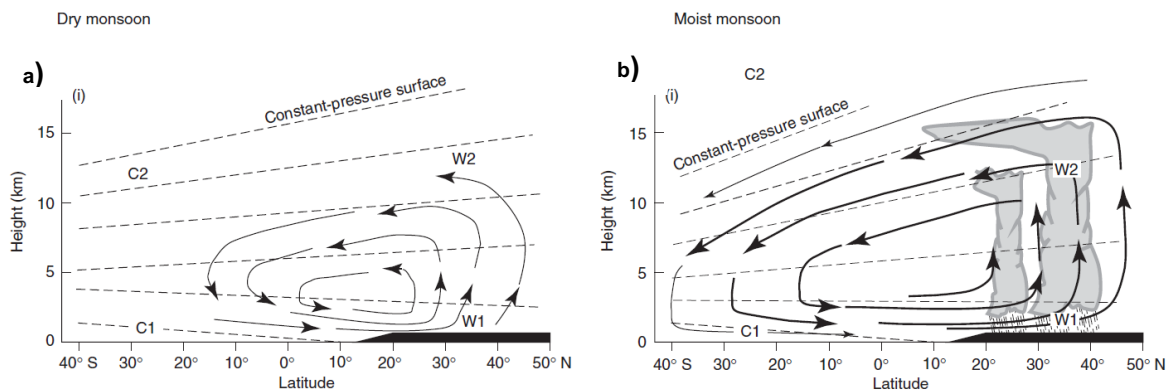


Figura 2.- Ejemplificación de la configuración monzónica durante el verano; a) configuración omitiendo el proceso de humedad y b) configuración en donde el proceso de humedad toma importancia (tomada de Webster & Fasullo, 2003)

Los monzones surgen por el desarrollo de gradientes de presión producidos o modificados por las diferencias en las propiedades físicas del océano y la tierra: diferencias en el calentamiento continente-océano (debido a sus diferentes capacidades caloríficas efectivas; es decir, las formas en las cuales el calor es transferido verticalmente y almacenado tanto en océano como en atmósfera), la modificación diferencial del calentamiento debido a procesos húmedos, la generación de un gradiente de presión meridional como respuesta a la diferencia de calentamiento y el transporte meridional de calor en el océano causado por procesos dinámicos; además estos procesos involucran la rotación terrestre y la influencia de efectos locales (ubicación geográfica, contraste entre el océano y continente y la topografía regional)(Webster & Fasullo, 2003).

Estudios como el de Krishnamurthy & Shukla, (2007) han analizado la variabilidad intraestacional del monzón asiático, encontrando periodos de disminución de lluvias seguidos de lluvia intensa, cuya duración puede ser de un par de días e incluso

semanas; a estos periodos se les conoce como periodos activos e inactivos del monzón. Estos periodos en la India han sido asociados a los cambios de posición del anticiclón de niveles altos (Ramage, 1971).

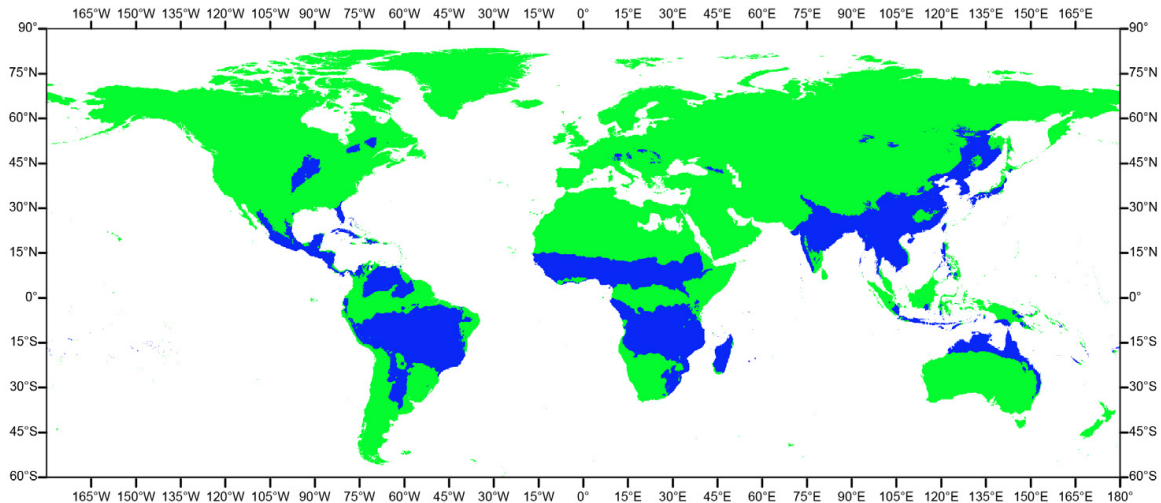


Figura 3.- Regiones monzónicas alrededor del mundo (en color azul) de acuerdo al criterio de precipitación diaria mayor a 3 mm y que cumplen que durante el verano la precipitación sea mayor al 55% de lo precipitado en una año; Por otra parte, en color verde zonas que no cumple con este criterio (tomada de Jacques, *et al.*, 2013).

El monzón de Norteamérica o monzón mexicano

En la región de Norteamérica existe un régimen máximo de lluvias en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México que se asocia con LSTC. Lo anterior genera un cambio en la dirección promedio de los vientos sobre niveles bajos en el Golfo de California (GOC), ocasionando convección a lo largo de la SMO (afectando más directamente al noroeste de México); asimismo, en niveles medios-altos, influye un flujo de humedad proveniente del Golfo de México que afecta el suroeste de EUA (Reyes, *et al.*, 1994). Por su parte, estos máximos de precipitación inician a mediados de junio en el Noroeste de México y principios de julio en el suroeste de Estados Unidos (e.g. Douglas, *et al.*, 1993; Turrent & Cavazos, 2009). A este sistema se le conoce como monzón de Norteamérica (NAM por sus siglas en inglés), monzón del suroeste de Norteamérica o monzón mexicano.

El NAM es un modulador del clima regional, pues provoca el incremento súbito de la precipitación en el noroeste de México y la región desértica del suroeste de Estados Unidos desde junio y hasta mediados de septiembre y comparte características con el monzón asiático, pero en menor intensidad. Lo anterior es

apreciable en los climogramas de la región (Fig. 1), en donde se registran los valores de temperaturas máximas previo a los meses máximos de precipitaciones (Douglas et al., 1993; Reyes et al., 1994). El NAM se establece cuando los vientos predominantemente del oeste cambian en verano a un flujo que proviene sur, que al transportar aire húmedo (desde el Golfo de California, el Océano Pacífico Oriental y el Golfo de México) hacia el dominio del NAM y en interacción con la topografía y zonas continentales con mayor temperatura, dan como resultado la convección profunda (Adams & Comrie, 1997; Grantz, *et al.*, 2007). Este sistema modulador del clima en verano es de suma importancia debido a que la mayoría de las precipitaciones se presentan durante esta temporada.

Dentro de los esfuerzos para entender la variabilidad intraestacional del NAM, se ha puesto atención en la formación de surgencias del GOC, que es un fenómeno transitorio que a menudo permite incursiones de humedad que logran penetrar hasta Arizona (Adams & Comrie, 1997; Hu & Dominguez, 2015; Jana, *et al.*, 2018; Schiffer & Nesbitt, 2012; Seastrand, Serra, *et al.*, 2015). La intensificación de las surgencias se relaciona con el paso de sistemas de baja presión (e.g., ondas del este) que entran aproximadamente en fase con una alta presión de niveles medios sobre el sur de Estados Unidos; por lo que su variabilidad podría asociarse con patrones sinópticos (R. W. Higgins, Shi, & Hain, 2004; Mejia, *et al.*, 2016; Stensrud, *et al.*, 1997)

El uso de las mediciones son esenciales para su estudio, por ejemplo el experimento denominado Transporte Atmosférico de Vapor y su relación con el campo de precipitación de verano en el desierto sonorense y South West Area Monsoon Project (TRAVASON/SWAMP); mediante una campaña de observaciones expuso la importancia de la SMO en la formación convectiva del NAM (Reyes et al., 1994). Sin embargo, no fue hasta el NAME (Experimento Monzón Norteamericano, por sus siglas en inglés) en donde se determinaron las fuentes y los límites de predictibilidad de la temporada cálida de precipitación sobre el dominio del NAM, encontrándose que los mecanismos del ciclo diurno modulaban el flujo troposférico bajo en el GOC, siendo la causante de la advección hacía la SMO (W. Higgins & Gochis, 2007). Como parte de esta campaña, también se realizaron simulaciones numéricas para contribuir al pronóstico del inicio y el retraso de estas lluvias; así como generar pronósticos a largo plazo del mismo con fines de estudio de su variabilidad y cambio climático.

La modelación numérica y el NAM

La modelación numérica del tiempo y clima es un avance científico que utiliza téc-

nicas que resuelven las ecuaciones que describen el comportamiento de la atmósfera. Mediante computadoras se realizan la integración numérica de las ecuaciones de la dinámica de fluidos, para estimar valores futuros de variables meteorológicas a partir de condiciones iniciales obtenidas por datos registrados (Coiffier, 2011). Los modelos climáticos globales simulan las interacciones de la atmósfera, océanos, superficie de la tierra y hielo. Se han desarrollado modelos regionales y son una alternativa para incorporar procesos de menor escala espacial y temporal (Proyecto IS-ENES, s.f.).

a) El NAM y el papel de la resolución espacial en los modelos

Anteriormente, estudios como el NAMAP (Proyecto de Evaluación de Modelos del experimento del Monzón Norteamericano, por sus siglas en inglés) implementaron simulaciones de precipitaciones a lo largo del núcleo del NAM; sus resultados han logrado reproducir picos regionales máximos en precipitación y suavizados en el tiempo sobre la región de interés. Otros estudios, basados con la intercomparación de modelos con datos observados de alta resolución, lograron estimar el efecto de esta baja resolución, específicamente en los máximos de precipitación (eg. Gutzler et al., 2005; Janowiak, *et al.*, 2007).

Actualmente diversos estudios se han realizado con la finalidad de estudiar los mecanismos de NAM con mayor detalle, ya sea por regionalización o modelos regionales (e.g., Castro, et al., 2007) y datos observados, como Cerezo-Mota, et al. (2011) y Turrent & Cavazos (2012) que han documentado la importancia tanto del LSTC como de la corriente de bajo niveles de las grandes planicies en la dinámica convectiva sobre la SMO y Nuevo México-Arizona respectivamente. No obstante, el punto importante a considerar en estos estudios es el impacto de la resolución espacial en las simulaciones. Este tema ha sido abordado por diferentes autores; por ejemplo, recientemente Pascale et al. (2016) estudió el impacto de la resolución sobre las surgencias dentro del GOC, encontrando que un mejoramiento de las simulaciones en la TSM puede impactar positivamente, mejorando la configuración de la surgencias sobre el GOC y la representación de las Ondas del Este en la atmósfera; no obstante, puede ser que algunas Ondas de Rossby (que contribuyen con la configuración de las surgencias) no sean totalmente captadas por este aumento de resolución.

Por otra parte, el efecto de la reducción de escala por medio de modelos regionales ha retroalimentado el conocimiento de la dinámica del monzón norteamericano; en el estudio de Meyer & Jin (2017), bajo el uso del modelo WRF (Weather Reseach and Forecasting model) forzado con datos del CCSM4 (Community Climate System Model version 4), analizaron el enfoque de la reducción de escala aplicando un

método corrector de sesgo por medio de regresión lineal a las simulaciones globales previo a la reducción de escala, con el fin de comparar la sensibilidad del modelo. Los resultados, en este caso enfocados en la evapotranspiración que ocurre en el dominio del NAM, mostraron que la reducción de escala por si sola ayuda a entender al modelo la dinámica de la evapotranspiración en la zona de la SMO, al apreciarse una disminución en el sesgo negativo sobre la precipitación.

Con respecto a lo anterior, estudios como Bohn & Vivoni (2016), destacan la importancia de la evapotranspiración y su retroalimentación sobre el papel del reciclaje de la precipitación sobre la zona núcleo del NAM, tomando relevancia este tema. Así mismo, autores como Domínguez, et al. (2016) mediante el modelo WRF y utilizando trazadores de humedad, analizaron diferentes fuentes de vapor (contribuidoras de la humedad del NAM) encontrado alrededor del 13 % de humedad proviene de la evapotranspiración de la región del NAM; así como también, concluyen que parte del sesgo de precipitación en sus simulaciones es probablemente debido a las deficiencias en simular la razón de mezcla superficial sobre la zona del NAM.

b) Variabilidad interanual del NAM y la modelación

En este sentido, mediante el uso de la modelación numérica se ha logrado estudiar factores que logran influir en conjunto en las características y el comportamiento del Monzón de Norteamérica (e.g., Liang, et al. 2008). Recientemente Cerezo-Mota et al. (2016) analizó los patrones asociados a un periodo seco y otro húmedo del NAM a través de cuatro salidas de modelos regionalizados, encontrando que para un periodo de NAM seco se cumplían condiciones como un invierno previo húmedo, TSM de la alberca de aguas cálidas menos extendida, menor actividad ciclónica sin impactos directos, menor proximidad de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI) al dominio del NAM y menos LSTC siendo para un periodo de NAM húmedo la inversa de los patrones descritos en el NAM seco.

De igual manera, con ayuda Reanálisis, se ha encontrado las teleconexiones que afectan variabilidad del NAM; como, por ejemplo, la oscilación del Dipolo Océano Pacífico Sur (SPOD), que se presenta en otoño con anomalías positivas (negativas) y son seguidas de una reducción (incremento) en la precipitación durante el invierno en la región del NAM; con consecuencias en las precipitaciones veraniegas asociadas al sistema monzónico norteamericano (Liu, et al., 2020). Sin embargo, el SPOD no es la única oscilación y/o factor que influye en la variabilidad del NAM, recientemente Carrillo et al. (2018) utilizando las simulaciones regionales del NARCCAP (North American Regional Climate Change Assessment Program) han estudiado como el impacto de la resolución horizontal en las oscilaciones del ENSO

(El Niño Oscilación del Sur, por sus siglas en inglés) y PDV (Variabilidad Decadal del Pacífico, también por sus siglas en inglés), haciendo énfasis en que los modelos regionales pueden representar de modo correcto la influencia de las teleconexiones atmosféricas a gran escala que afectan el al NAM durante verano, cuando es aplicado un “nudging” espectral y la oscilación está presente el modelo de circulación general inicial.

c) El NAM y el cambio climático

Otros estudios, enfocados en la intercomparación de datos globales de periodos históricos provenientes del CMIP5, tal como son el caso de Torres-Alavez, et al., (2014) y Cook & Seager (2013), han logrado analizar los cambios en la dinámica del NAM bajo las condiciones actuales y se han estimado que para diversos escenarios basados en las Vías de Concentración Representativas (RCP, por sus siglas en inglés) las proyecciones futuras muestran un aumento de temperatura en la región a largo plazo, con un el corrimiento de las fechas iniciales y finales del monzón; así como también menor precipitación a futuro del sistema monzónico norteamericano.

De igual forma, se han realizado análisis de simulaciones y proyecciones a futuro de diferentes modelos globales del CMIP5 (Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados, por sus siglas en inglés); por medio de ensambles, que son la media de todas simulaciones o proyecciones utilizadas. Por ejemplo en el estudio de Colorado-Ruiz, et al. (2018) se realizaron tres métodos de ensambles de 14 Modelos Globales de Circulación General (MCGs, por sus siglas en inglés) para un periodo histórico y dos escenarios futuros en base a concentraciones de dióxido de carbono para la región del NAM y la región de la sequía intraestival de verano, reduciendo así los sesgos en el periodo histórico y concordando con estudios anteriores descritos anteriormente sobre un aumento de temperatura en la región y el corrimiento o desfase de las fechas iniciales y finales del monzón.

Hipótesis

Debido a que la combinación del contraste térmicos continente océano (LSTC) con la variabilidad intraestacional del flujo de humedad son los determinantes para establecer el inicio y el final del monzón de Norteamérica si los modelos regionales tienen la capacidad de representar mejor la dinámica atmosférica regional, que los modelos globales, entonces capturarán mejor estos contrastes y, por lo tanto, el inicio y final del Monzón.

Objetivos

General:

Evaluar el desempeño del modelo regional RCA4 (Rossby Centre regional atmospheric model versión 4; por sus siglas en inglés) forzado con los modelos globales: CanESM2, CNRM-CM5, CSIRO-MK3-6-0, ECMWF-ERA-INT, EC-EARTH, GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-MR, MIROC5, HadGEM2-ES, MPI-ESM-LR y NorESM1-M; identificando la combinación de modelos que describa mejor los mecanismos asociados al inicio y final del NAM.

Específicos:

- a) Estimar los contrastes térmicos continente-océano al inicio del NAM para las once combinaciones de modelos.
- b) Calcular los flujos de humedad superficial (FHS) hacia el continente, e integrados verticalmente durante el NAM.
- c) Analizar la precipitación asociada al NAM.

Justificación.

Debido a que la variabilidad intraestacional del NAM es alta, (entre junio y septiembre se registra el 70% de la precipitación anual; Douglas et al., 1993) y a que en la región del NAM en su mayoría es árida, el estudio del fenómeno y su pronóstico a corto y largo plazo se vuelve interesante y útil para los tomadores de decisiones en el en el contexto de la seguridad hídrica: planificadores, agricultores, ganaderos y usuarios en general (Grantz et al., 2007).

En los últimos años, el uso de los modelos numéricos regionales de la atmósfera se ha incrementado para usos operativos y de investigación, ello debido tanto al acceso de cómputo de alto rendimiento, como el incremento en el conocimiento de los procesos atmosféricos.

Metodología

Área de estudio

Tomando en cuenta que, durante el verano, la zona que abarca el sistema Monzón de Norteamérica es afectado también por sistemas de escala sinóptico; tales como, ondas del este, ciclones tropicales, corrientes en chorro de bajos niveles etc., Higgins & Gochis (2007) proponen seleccionar un dominio más amplio con el objetivo de analizar fuentes externas de humedad y eventos meteorológicos que contribuyan a las precipitaciones de dicho periodo húmedo (ver fig. 4).

Este estudio se enfocó en la región conocida como la zona núcleo del monzón de Norteamérica (fig. 5; es decir, principalmente a la región cercana a la SMO y el Desierto de Sonora), esto debido a que es en esta zona en donde se presenta el LSTC y por consiguiente el cambio en la dirección del flujo de los vientos superficiales debido a la baja térmica de origen cálido de la región continental.

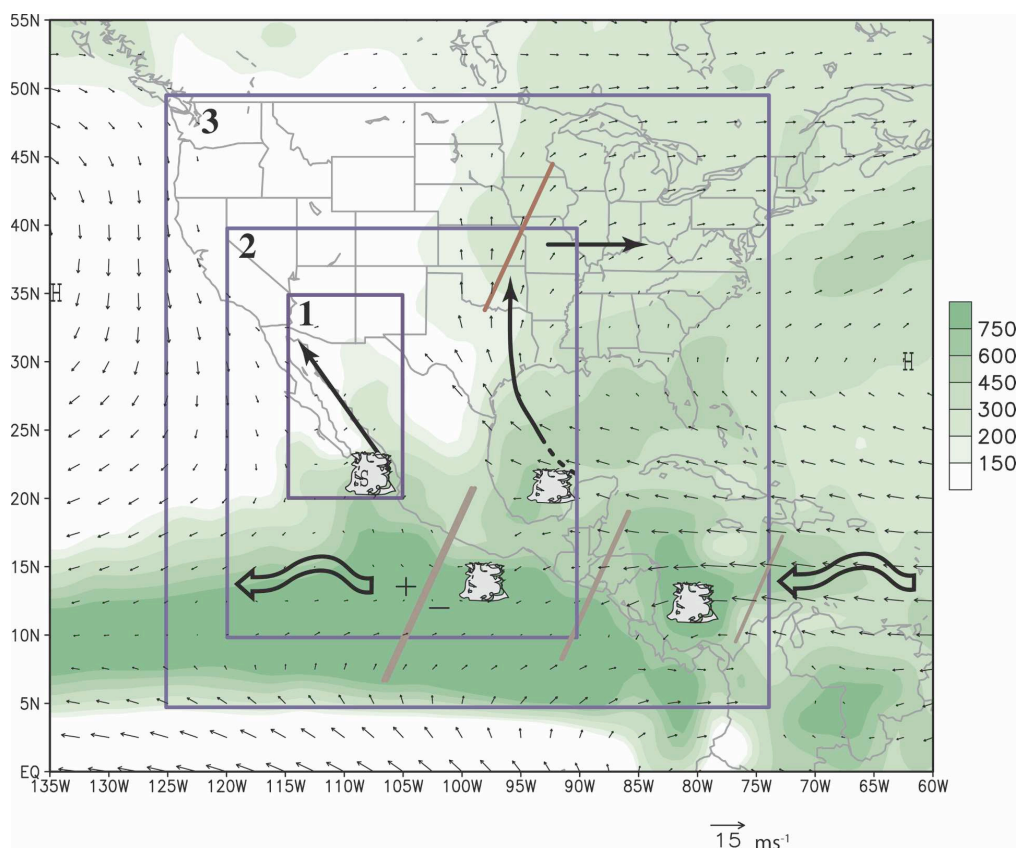


Figura 4.- Zonas de interés para estudiar las precipitaciones asociadas al NAM se propone tres dominios debido a la aportación de humedad de otros sistemas sinópticos a la región adicional del sistema monzónico de Norteamérica (W. Higgins & Gochis, 2007).

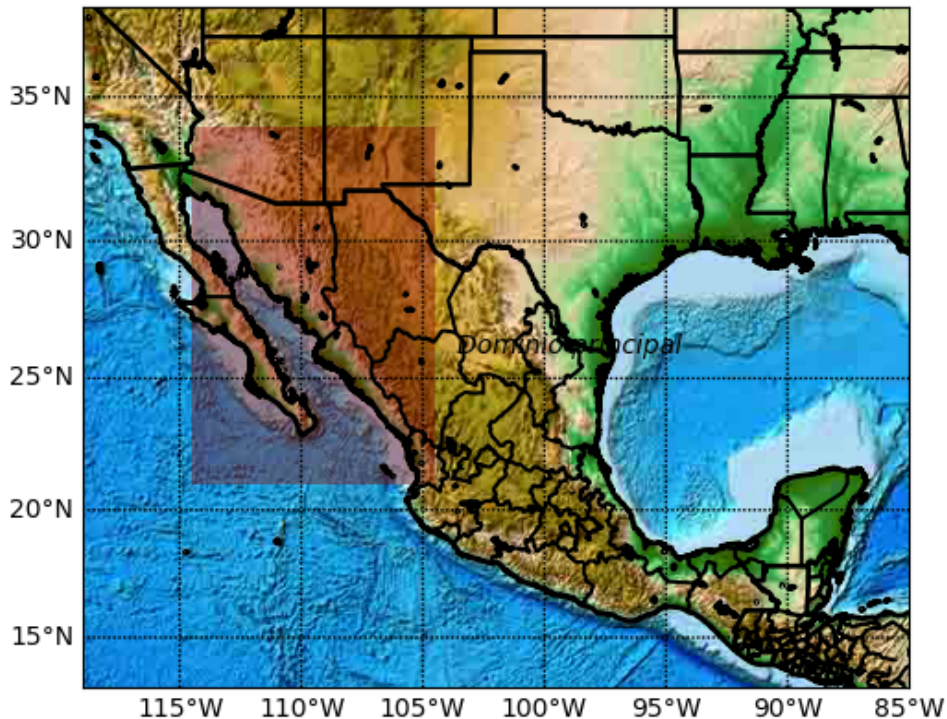


Figura 5.- Zona núcleo del NAM abarcando la región desértica del Suroeste de Estados Unidos, Golfo de California y Noroeste de México.

No obstante, la zona marcada de la figura 5 presenta diferencias climáticas dependiendo de la región a analizar (norte o sur del monzón); es decir, existen diferencias en la precipitación, los flujos de vientos zonales y meridionales, los flujos de humedad, así como también en los tiempos de inicio y desfase temporal del NAM. Esto puede deberse a que son afectados de forma diferenciada por fenómenos meteorológicos de escala sinóptica; por lo tanto, y tomando en cuenta las dos subregiones de estudio de Bukovsky et al., (2013, 2015) para analizar el comportamiento de las precipitaciones a futuro sobre la región, el área de estudio se divide en dos zonas una al Sur entre 21° y 27.78° N y 110.3° a 104.3° W, y otra al norte entre 28.5° a 36° N y 114° a 107.3° (ver Fig.6). En este estudio se analizan 3 zonas, una principal y dos subregiones (enlistando, serán la región núcleo o principal, el dominio monzón 1 (M1) y el dominio monzón 2 (M2)).

Por un lado, en el presente análisis, se utilizan como herramientas, datos provenientes de modelaciones numéricas globales; de las cuales también se obtuvo información de menor escala mediante un método de regionalización dinámica, mismas que fueron proporcionadas por el proyecto CORDEX (Experimento Coordinado de Reducción de Escala Regional del Clima, por sus siglas en inglés). Una de los principales objetivos de CORDEX es el de coordinar los esfuerzos para obtener información de menor escala para dominios en específico, que en sumatoria cubre la mayor parte del globo (ver anexo 1). Con el fin de analizar la dinámica del

NAM, en este análisis se utiliza el dominio CAM (América Central; por sus siglas en inglés).

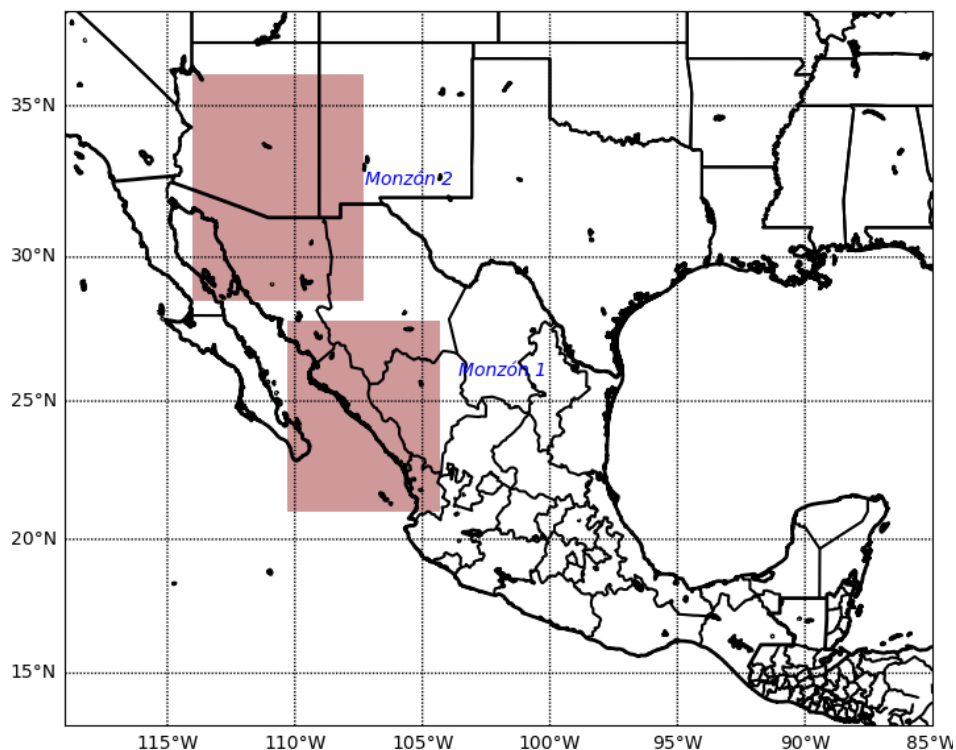


Figura 6.-Subregiones de la zona monzónica del NAM.

Datos

En este estudio se usaron datos observacionales interpoladas en una malla regular proporcionados por Livneh (2019) y tomados de: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/livneh-gridded-precipitation-and-other-meteorological-variables-continental-us-mexico>. Esta información meteorológica cercana a la superficie es generada mediante datos hidrometeorológicos de estaciones climáticas, dicho conjunto de datos tiene una resolución de 1/6 de grado y están disponibles en promedios diarios, a partir del primero de enero de 1915 al último de diciembre del año 2011 y cubren espacialmente las siguientes coordenadas: 21.21875 a 52.90625°N y -124.5312 a -66.9688°W.

Por otro lado, para la temperatura superficial del océano (TSM) se utiliza como fuente de datos observados la interpolación óptima de la temperatura superficial del mar versión 2.1 (OISST v2.1, por sus siglas en inglés) que es un producto de la NOAA (Administración Nacional de la Atmósfera y el Océano, traducido del inglés) y fue tomado de: <https://www.ncdc.noaa.gov/oisst/optimum-interpolation-sea->

surface-temperature-oisst-v21. Siendo este un análisis en malla global, armado por la combinación de observaciones (boyas, satélites barcos, etc.). Dicha malla está disponible desde septiembre del 1981 hasta diciembre del 2015 con una resolución de .0.25 de grado.

Asimismo, como fuente adicional para comparar los datos obtenidos de modelos climáticos a diferentes niveles, se utilizó una base de datos de Reanálisis atmosféricos globales de Era-Interim disponibles del primero de febrero de 1979 al 31 de agosto 2019 con una resolución de 0.45° y 1.5°.

Los MCGs que se utilizaron participan en el Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados 5 (CMIP5, por sus siglas en inglés, Coupled Model Intercomparison Project 5); los cuales están resumidos en la Tabla 1.

Por su parte, el departamento de investigación del Instituto de Meteorología e Hidrología de Suecia (SMHI, por sus siglas en inglés), y en acorde a los estatutos de CORDEX, realizó mediante la implementación del modelo regional atmosférico Rossby Centre (RCA4) la regionalización dinámica, compartiendo públicamente los resultados de diferentes productos de escala reducida; esto con el propósito de la implementación y evaluación de sus datos en estudios, tales como el cambio climático. Dichos resultados están publicados de manera gratuita en: <https://climate4impact.eu/impactportal/general/index.jsp>, organizados de acuerdo a las diferentes regiones propuestas por CORDEX (ver Anexo 1).

En este estudio se usaron datos de modelos regionalizados por el RCA4 sobre el dominio del CAM (que cubren Centroamérica y parte de América del norte); seleccionando 11 modelos (figura 8) para el análisis y evaluación de su desempeño durante el NAM.

Cada uno de los modelos globales regionalizados comparten características técnicas heredadas del modelo regional RCA4 como, por ejemplo: dimensiones de la rejilla, zona de relajación, tiempo de vuelco y configuraciones físicas. Estas se encuentran descritas con más detalles en la tabla 2 del anexo 2.

Método de regionalización dinámica

Para reducir la escala de MCGs (mostrados en la tabla 1), se utiliza la técnica de “regionalización dinámica”, que es un método para obtener información de alta resolución sobre el clima o el cambio climático a partir de modelos climáticos globales. La regionalización dinámica utiliza un modelo de alta resolución de área limitada (en este caso RCA4), que es forzado por las condiciones de frontera de un MCGs para generar información de menor escala (Maraun, 2016; e.g. figura 7).

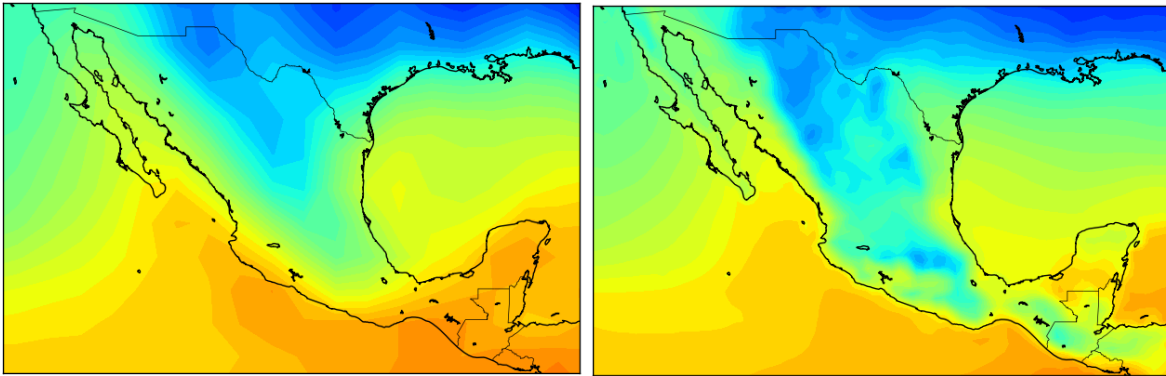


Figura 7.- Ejemplificación de regionalización dinámica utilizando un modelo regional para aumentar la resolución. a) Modelo global original CanESM2 y b) Modelo global regionalizado mediante dicho método

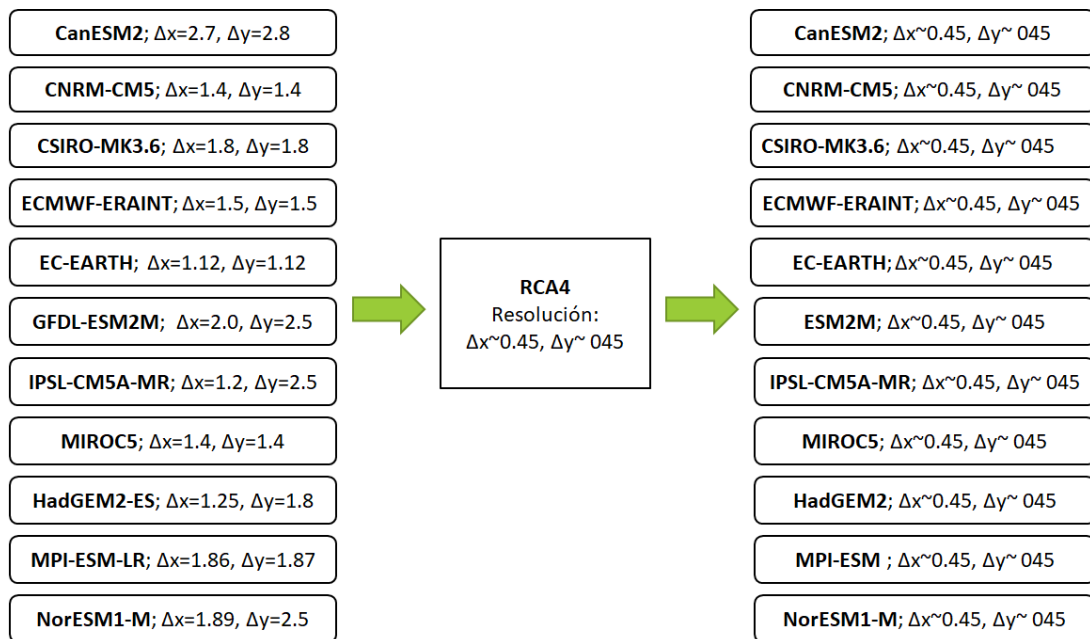


Figura 8.- Lista de los CGMs con su resolución nativa y su resolución una vez regionalizados a través del RCA4.

Proceso y Análisis del NAM

En este estudio se aplicaron diversas metodologías, con el objetivo de generar un proceso que facilite la identificación del inicio y final (o desfase en el tiempo) del sistema monzónico sobre Norteamérica. Este procedimiento se aplica también a los

datos en malla de los modelos enlistados y del Reanálisis, para de evaluar su desempeño con respecto a la identificación, evolución y duración del NAM.

Tabla 1.- MCGs empleados en la regionalización por medio del RCA4, los cuales fueron obtenidos de: <https://esgf-index1.ceda.ac.uk/search/cmip5-ceda/>

MCGs regionalizados por el RCA4	Nombre completo y origen
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canadá)
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques (Francia)
CSIRO-MK3.6	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Australia)
EC-EARTH	European community Earth-System Model (Europa)
ECMWF-ERAINT	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA-Interim (Unión Europea)
IPSL-CM5A-MR	Institut Pierre Simon Laplace Model (Francia)
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate (Japón)
HadGEM2-ES	Earth System Model-Met Office Hadley Centre (Reino Unido)
MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institute Earth System Model (Alemania)
NorESM1-M	Norwegian Climate Center's Earth System Model (Noruega)
GFDL-ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Models-Modular Ocean Model (Estados Unidos)

Para determinar la duración y evolución del NAM, se analiza la precipitación registrada en cada modelo y Reanálisis, para ello es necesario evaluar ciclos anuales de precipitación diaria, con el afán de confirmar la presencia de un máximo en la precipitación anual durante los días de verano. Estos fueron obtenidos promediando toda la malla para cada día del periodo de estudio, para luego realizar el promedió de cada día en ciclo anual.

Posteriormente, de los valores de los ciclos anuales, se obtienen desviación estándar σ (ecuación I), error cuadrático medio E (ecuación II) y coeficiente de correlación de Pearson R (ecuación III) para cada modelo, Reanálisis y observaciones, con el fin de resumirlos a través de diagramas de Taylor obtenidos temporalmente.

$$(I) \quad \sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (m_n - \bar{m})^2 \quad (II) \quad E = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(m_n - \bar{m}) - (O_n - \bar{O})]^2$$

$$(III) \quad R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (m_n - \bar{m}) - (O_n - \bar{O})}{\sigma_m \sigma_o}$$

Donde el índice m indica datos de modelos, O datos de la observación en cuestión y N el número final de datos.

Por otra parte, también se obtuvieron diagramas de Taylor de manera espacial para el periodo activo del NAM; para elaborarlos, fue necesario primero calcular las climatologías de los modelos y las observaciones, para obtener nuevas mallas con valores promedio del periodo activo del NAM.

Adicionalmente, se verificó la dirección del flujo de humedad superficial, así como su cantidad de humedad, en cada modelo y Reanálisis con ayuda de la ecuación de Cadet & Reverdin, (1981):

$$F = \rho q v l \quad (1)$$

Esta ecuación describe flujos positivos y negativos que corresponden hacia el norte/sur y este/oeste respectivamente. Donde ρ es la densidad del aire, q es la humedad específica, v es la componente zonal o meridional del campo de viento a cualquier altura y l es la longitud horizontal del segmento.

Por otra parte, Torres-Alavez et al., (2014) y Turrent & Cavazos, (2009) señalaron la importancia del LSTC como un modulador del desarrollo de NAM. En base a dicho contraste térmico (como un primer paso) se plantea una metodología que indique el día de inicio y final de NAM para todos los años. Dicho proceso es descrito a continuación:

1.- Obtención de la diferencia entre la temperatura superficial del aire (t_2) sobre el continente específicamente sobre el desierto de Sonora (coordenadas 32°–34°N, 112°–116°W) y la temperatura superficial del mar (TSM) sobre la entrada del GOC (19°–23°N, 105°–110°W):

$$LSTC = T_{2\text{continente}} - SST$$

a esta diferencia se le llamara LSTC.

2.- De la variable obtenida, selección de los días donde $LSTC > 0$.

3.- Mediante un algoritmo estimación de las fechas en donde LSTC permaneció > 0 al menos durante 5 días consecutivos para cada año.

4.- Con el uso de un algoritmo obtención de las fechas donde el LSTC cambio de signo al menos durante 5 días consecutivos para cada año.

5.- Con los dos últimos pasos, se obtiene: fecha de inicio (onset) y fecha de final (retriev); y mediante la diferencia del día final y el inicial obtener la duración del NAM para cada año.

Resultados

Análisis de precipitación asociada al NAM en modelos globales y regionales

En esta sección se evalúan las simulaciones globales y regionalizadas por el modelo sueco RCA4. Las cuales presentan diferencias entre los de mayor resolución y los de menor resolución. A continuación, se presenta dichas evaluaciones con más detalle.

a) Modelos globales y la precipitación durante el NAM

El 90 % de los MCGs logra representar adecuadamente el periodo máximo de precipitación anual asociada al NAM en la zona núcleo (Fig. 9). Con excepción del modelo NorESM1-M que extiende la temporada de lluvias hasta principios de diciembre. Por su parte, el modelo GFDL-ESM2M es el que más sobreestima las precipitaciones durante el final del NAM con un 1 mm/día más que la lluvia observada, y el modelo ECMWF-ERAINT con un 0.4 mm/día más de precipitación en promedio. El resto de los MCGs subestiman la precipitación en promedio por 1 mm/día, siendo el CanESM2 el que tiene el mayor sesgo negativo con 1.8 mm/día. El modelo MPI-ESM-MR genera una mejor simulación de la precipitación con el menor sesgo en este análisis (0.8 mm/día; ver figura 9). Los resultados del ciclo anual de precipitación muestran un comportamiento similar en el rango de mm/día al estudio de Colorado-Ruiz et al. (2018), el cuál utilizó nueve de los MCGs presentes en este estudio con la diferencia de que ellos seleccionaron un dominio ligeramente más amplio hacia el norte.

Dichos sesgos en la precipitación están asociadas con algún proceso que el modelo no está simulando adecuadamente en una zona determinada, esto es de esperarse en el dominio debido a su compleja orografía (Castro et al., 2012; Gutzler et al., 2005). Para analizar a mayor detalle las posibles causas de las diferencias de lo observado con lo simulado se dividió el área de estudio en zona M1 (sur) y M2 (norte), ver Fig. 6.

En la figura 10 se observa que para la región M1, aumenta la cantidad de precipitación convectiva durante el NAM, con respecto al núcleo del Monzón (Fig. 10). Esto coincide a que esta zona está cercana a la entrada del Golfo de California (principal fuente de humedad y motor del contraste térmico (Dominguez et al., 2016; Turrent & Cavazos, 2009); y debido a que la magnitud y dirección del flujo de humedad converge hacia la SMO (misma que se analizará posteriormente) las precipitaciones suelen ser más intensas a comparación con el dominio M2; además,

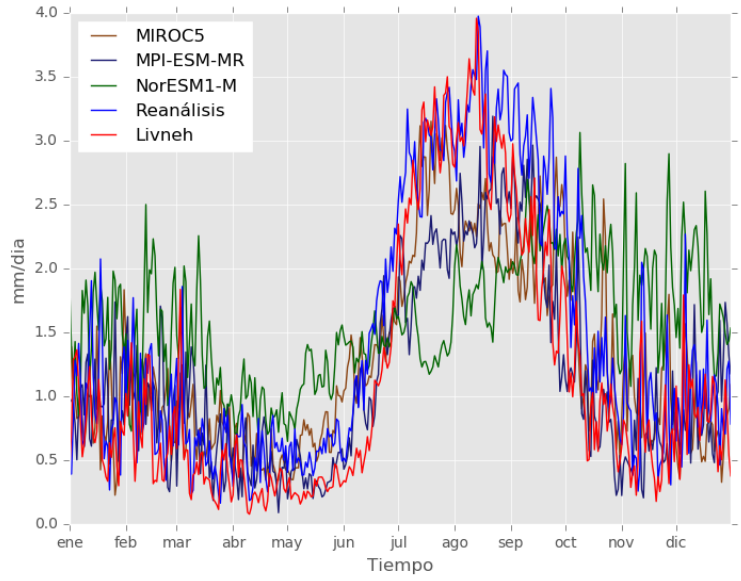
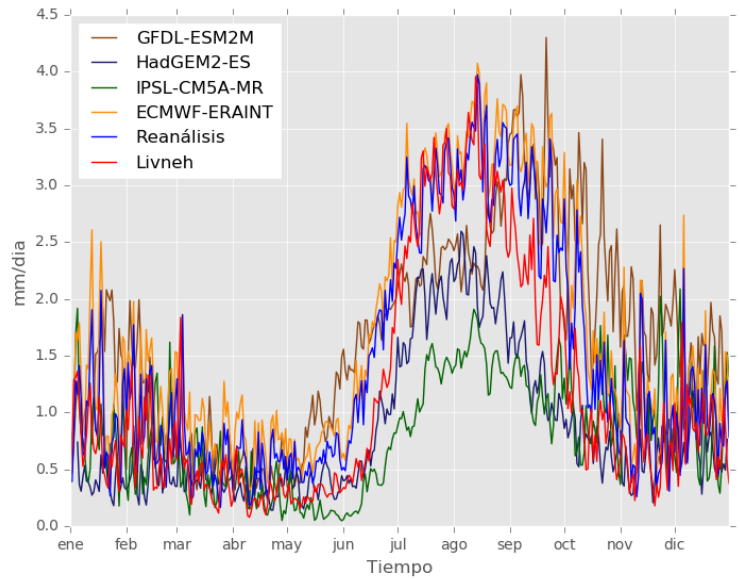
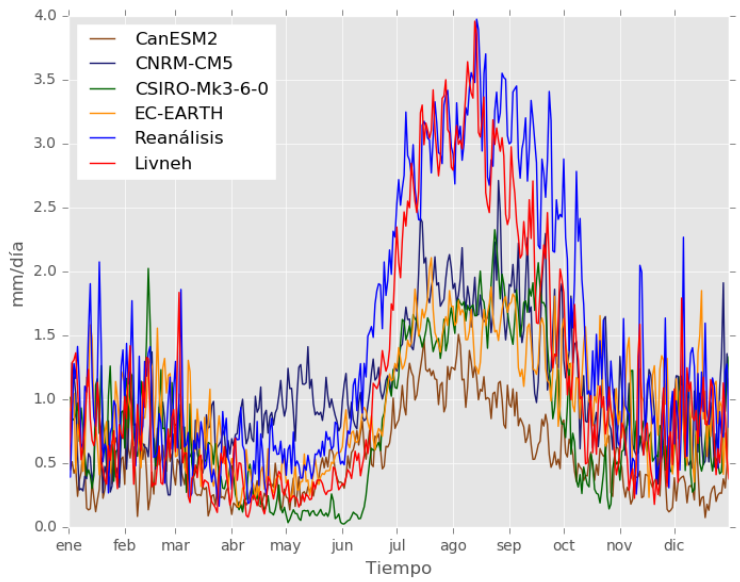


Figura 9.- Ciclos anuales de precipitación diaria para la zona núcleo del NAM en este caso de modelos globales; de color azul y rojo están los reanálisis de ERA-interim y las observaciones respectivamente

sobre esta región, el ciclo de precipitaciones máximas suele extenderse temporalmente debido a los sistemas tropicales que afectan a su costa.

Con respecto a las simulaciones de los ciclos de precipitación, los modelos NorESM1 y GFDL-ESM2M no reproducen el final del NAM. Por otro lado, la división regional expone una disminución del desempeño en las simulaciones ECMWF-Eraint, ya que en el dominio completo su sesgo durante el NAM era menor a 0.5 mm/día y aumenta a alrededor de 2mm/día. Asimismo, los modelos CSIRO-Mk3-6-0 y HadGEM2-ES presentan precipitaciones en el rango de 3.5 y 4 mm/día, acercándose más que los MCGs restantes a lo presentado por las observaciones (6 mm/día). Por su parte, el MIROC5 es bueno, pero sobreestima 27% las precipitaciones en eventos intensos y hasta un 55% en los meses de octubre a diciembre (ver figura 10).

Las lluvias anuales en la región M2 son menores de 3 mm/día, mientras tanto, las precipitaciones intensas asociadas al NAM comienzan a mediados de julio; además se observa que en la región existe precipitación de diciembre a febrero debido a una mayor afluencia de sistemas invernales como se ilustra en el ciclo anual de la figura 11, no obstante, estas son poco frecuentes mientras que en el periodo monzónico son más frecuentes, y por lo tanto humedecen la región árida. Se observa que ERA-interim tiende a generar eventos de lluvia extrema durante el invierno con valores mayores que los que se registran en verano. Con respecto a las simulaciones numéricas, todos los modelos reproducen el periodo de lluvias de verano ocasionado por la influencia del NAM, pero en modelos como el CNRM-CM5 y ECMWF-Eraint se registran precipitaciones de hasta 2 mm/día durante primavera, y esto probablemente genera que el inicio de la baja térmica se retrase debido al enfriamiento de la temperatura sobre la superficie del desierto de Sonora. Los MGCs NorESM1-M y GFDL-ESM2M, de forma similar a la región M1, sobrestiman la precipitación al final de la temporada del NAM aproximadamente 1 mm/día.

b) Modelos regionalizados y la precipitación durante el NAM

La regionalización dinámica incorpora los efectos orográficos, incluyendo los sistemas meteorológicos de mesoescala (Castro et al., 2012; Gutzler et al., 2005). Debido a las características de la región de estudio, estas condiciones ganadas por la regionalización pueden influir de una forma importante en la simulación de variables como lo es la precipitación. A continuación, se compara la precipitación de las simulaciones regionalizadas.

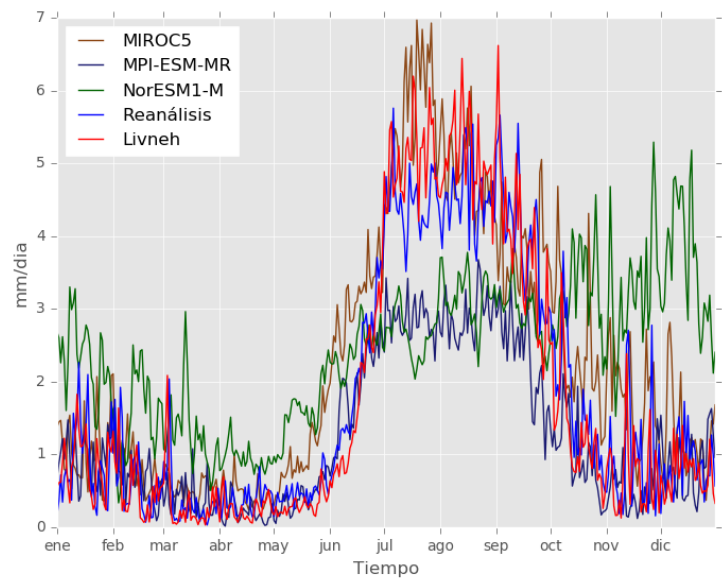
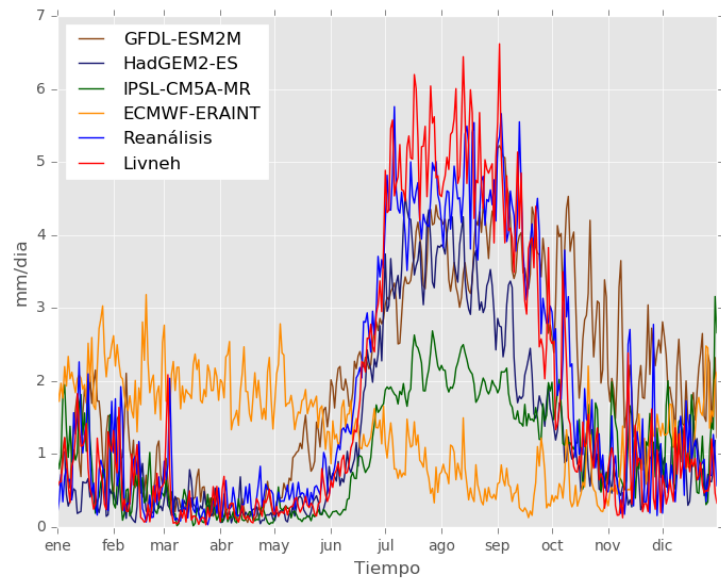
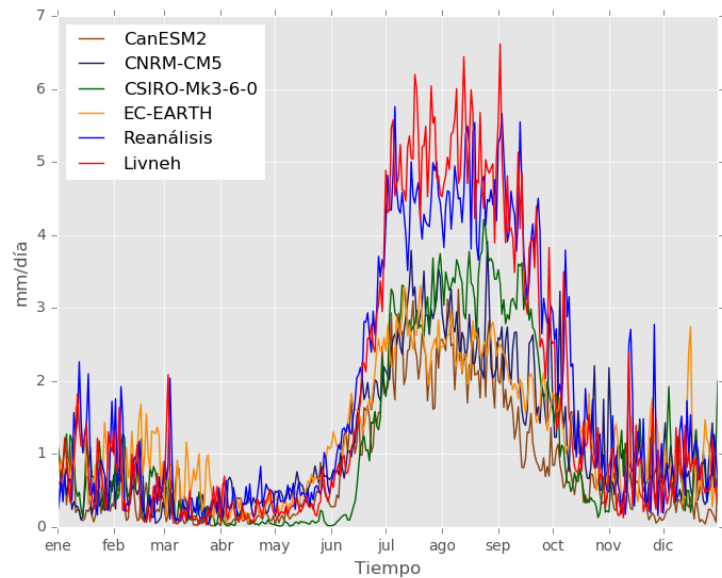


Figura 10.- Lo mismo que la figura anterior, pero para el dominio "monzón 1".

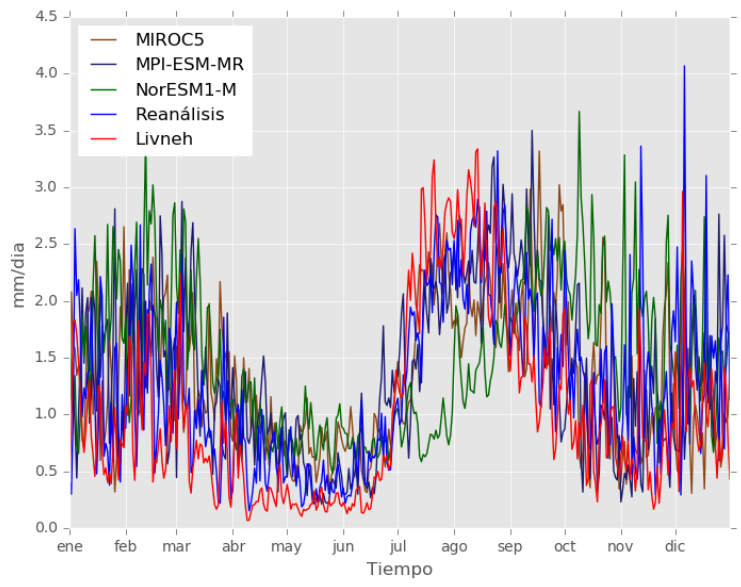
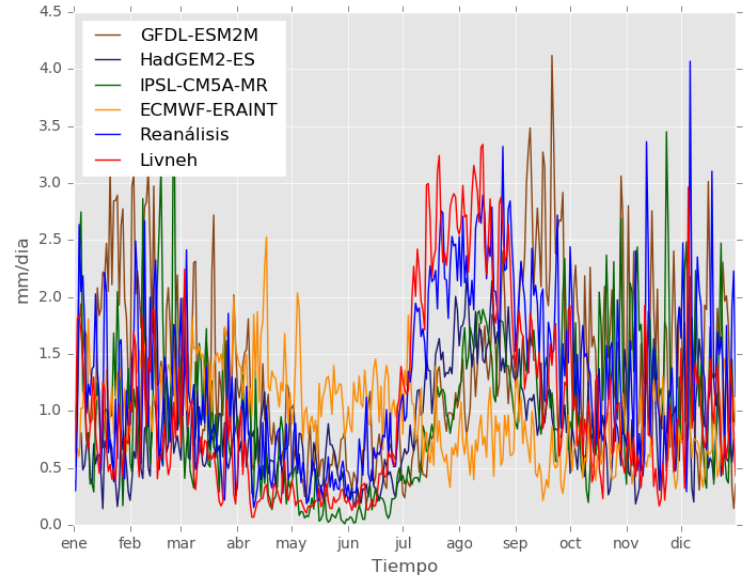
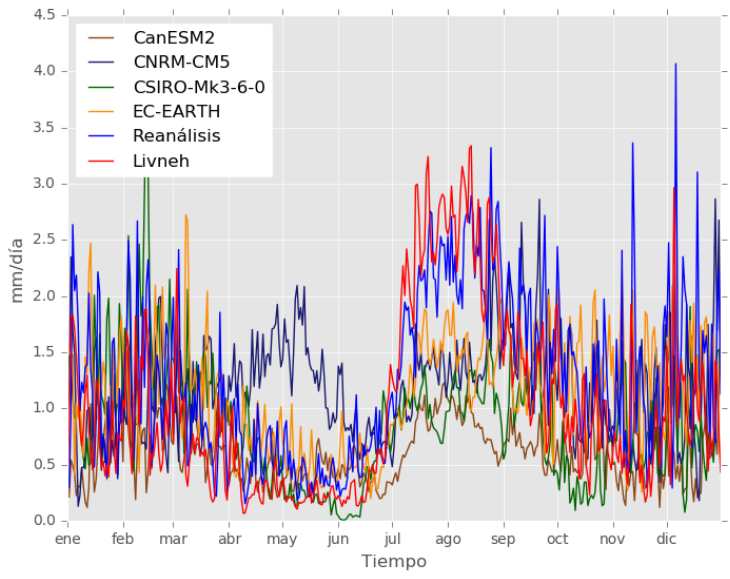


Figura 11.- Lo mismo que la figura anterior, pero para el dominio "monzón 2".

En el dominio núcleo del monzón se observan cambios respecto a las simulaciones globales (figura 12). Los ciclos anuales de precipitación diaria muestran que durante el periodo del NAM, modelos como RCA4-CNRM-CM5, RCA4-EC-EARTH, RCA4-HadGEM2-ES, RCA4-IPSL-CM5A-MR, RCA4-MIROC5 y RCA4-MPI-ESM-MR exhiben menor sesgo con respecto a las observaciones (con 0.5 mm/día menos en promedio), probablemente debido al aumento de resolución y a las parametrizaciones físicas heredadas por el modelo RCA4, que resuelven mejor la advección de humedad y convergencia forzada por la SMO. Otros modelos como el RCA4-CSIRO-MK3-6-0, RCA4-ECMWF y RCA4-NorESM1-M, tienen 0.2 mm/día más de sesgo negativo durante el periodo monzónico con respecto a su versión anterior.

Se observa que la precipitación regional simulada en el dominio M1 (fig. 13), con las combinaciones de modelos: RCA4-CNRM-CM5, RCA4-EC-EARTH, RCA4-ECMWF-Eraint, RCA4-IPSL-CM5A-MR, RCA4-HadGEM2-ES, RCA4-MIROC5 y RCA4-MPI-ESM-MR mejora su desempeño a comparación con la versión global (con una disminución de sesgo promedio de 2 mm/día), esto probablemente debido al incremento de la resolución en las bases de datos de la orografía de los modelos regionales, ya que una buena parte de este dominio posee orografía abrupta asociada a la SMO, además de la ganancia de otros factores que impulsan el desarrollo de los sistemas convectivos de mesoescala (SCM), tales como las parametrizaciones físicas adquiridas por el RCA4. Otros modelos globales utilizados como condiciones de frontera, no muestran un cambio notorio con respecto a las observaciones y a su versión global, tal es el caso de: RCA4-CanESM2, RCA4-CSIRO-MK3-6-0, RCA4-GFDL-ESM2M y RCA4-NorESM1-M, que es consistente con lo encontrado en Bukovsky et al. (2015) donde los modelos utilizados como condición de frontera presentaron sesgo antes de ser regionalizados y mantuvieron dicha característica, exponiendo la importancia de la selección de información de entrada para la regionalización dinámica.

Respecto a la región denominada M2 (figura 14), se observa una ligera disminución de sesgo (en promedio 0.5 mm/día) conservándose la sobrestimación en la precipitación de invierno para los siguientes modelos: RCA4-CanESM2, RCA4-GFDL-ESM2M, RCA4-IPSL-CM5A-MR y RCA4-MIROC5. Notable mejora (con 1.2 mm/día) en RCA4-CNRM-CM5, RCA4-EC-EARTH, RCA4-ECMWF-Eraint y RCA4-NorESM1-M; mientras tanto el modelo RCA4-CSIRO-MK3-6-0 aumenta su sesgo negativo 0.4 mm/día menos con respecto a su versión global; y por último el modelo RCA4-MPI-ESM-MR sobrestima eventos puntuales hasta un 50% con respecto a lo observado en la versión global.

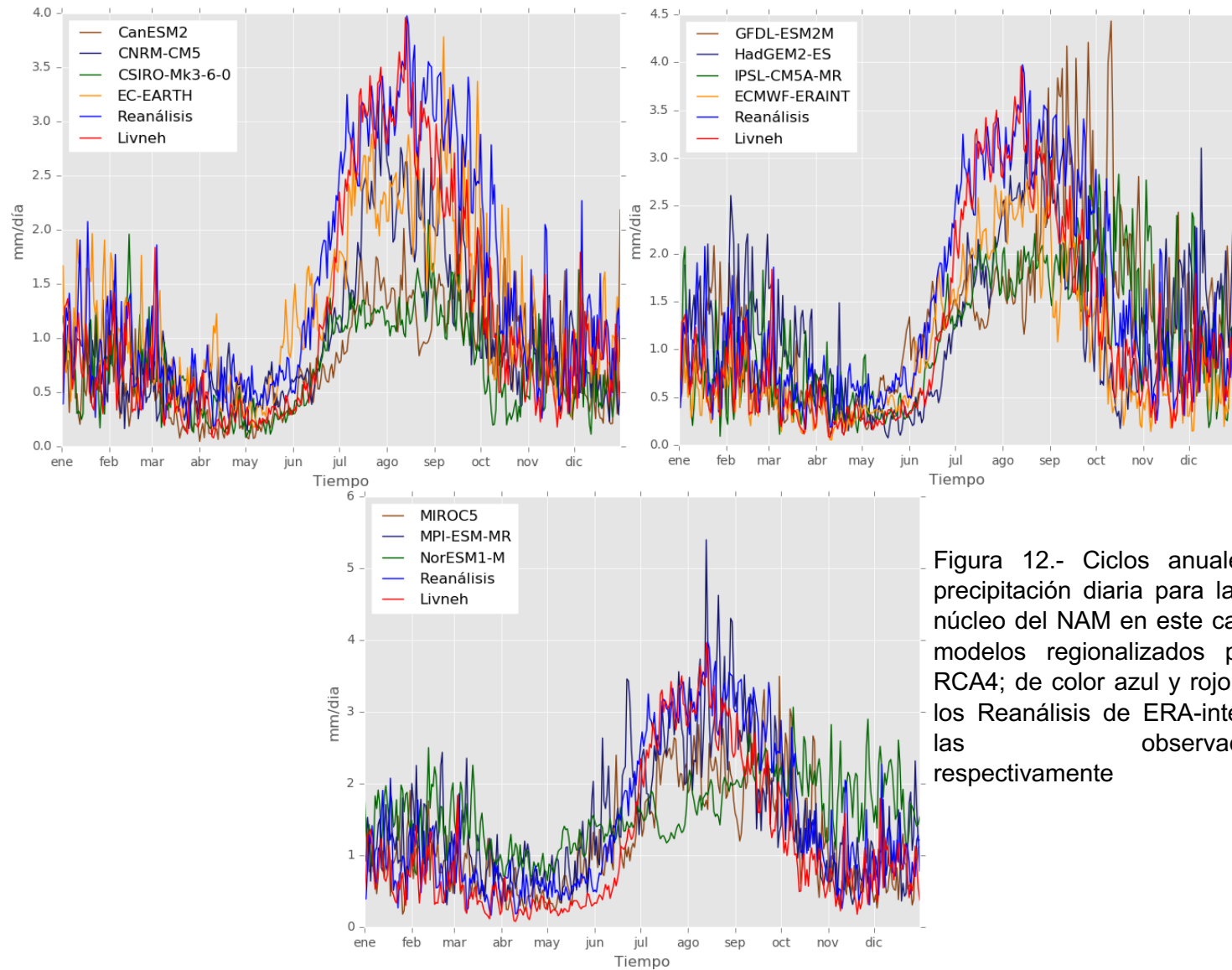


Figura 12.- Ciclos anuales de precipitación diaria para la zona núcleo del NAM en este caso de modelos regionalizados por el RCA4; de color azul y rojo están los Reanálisis de ERA-interim y las observaciones respectivamente

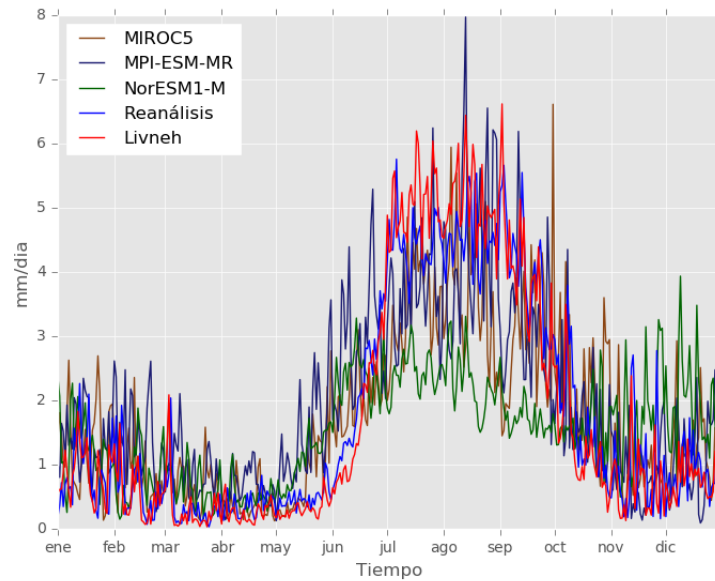
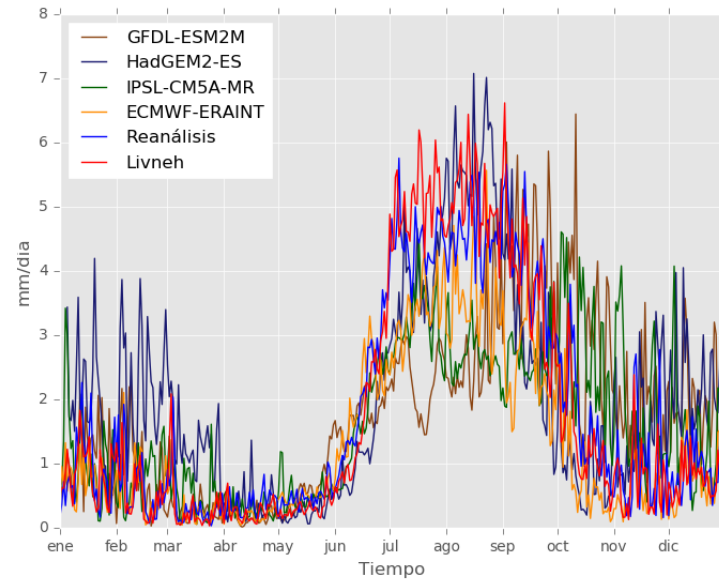
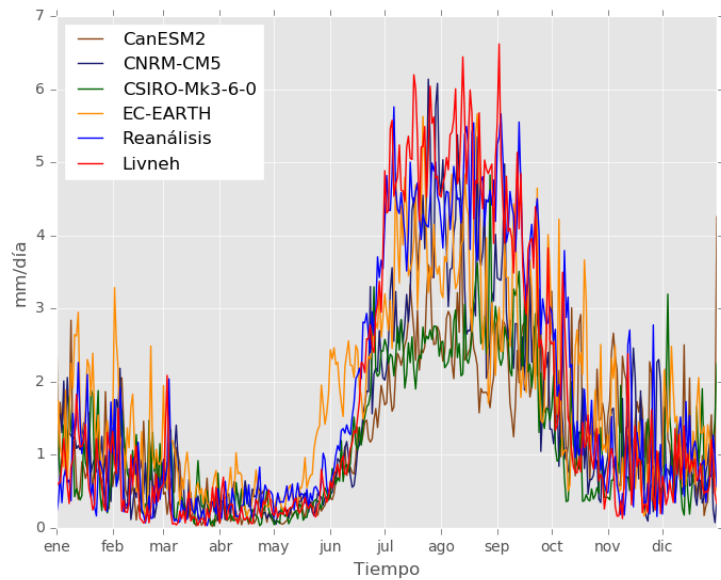


Figura 13.- Lo mismo que la figura anterior, pero para el dominio "monzón 1".

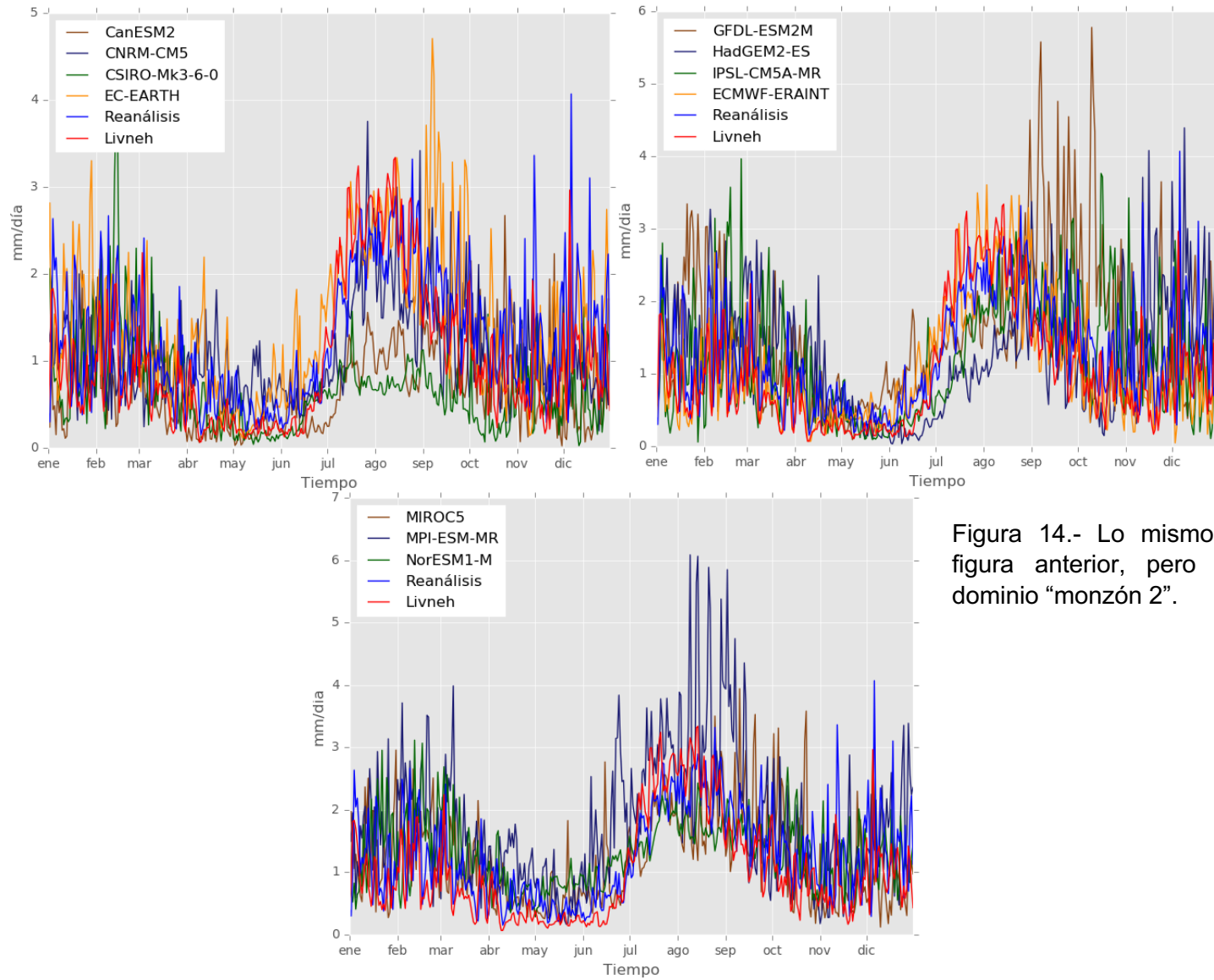


Figura 14.- Lo mismo que la figura anterior, pero para el dominio “monzón 2”.

De manera complementaria la figura 15, ilustra la variabilidad interanual del dominio monzón 1, en los meses de junio, julio, agosto y septiembre (JJAS; periodo activo del NAM) para las observaciones y el conjunto de modelos globales y regionales.

Dichas figuras confirman los resultados del análisis anterior y justifican el uso del Reanálisis sobre el M1; por otra parte, los modelos globales tienen parametrizaciones físicas totalmente diferentes y eso hace que se resuelvan de manera desigual los mecanismos asociados a la precipitación del NAM; a su vez, por medio de la regionalización los MCGs solamente adoptan en común el parámetro de forzamiento radiactivo del RCA4 y conservan las parametrizaciones de entrada, dichas razones pueden influir en la variabilidad interanual haciendo que el conjunto de modelos resuelva de manera diferente las características climáticas de cada año; por lo cual, no necesariamente coincidiría con lo registrado en la variabilidad interanual de las observaciones. Por esta razón en el análisis siguiente se contrastará modelo global con modelo regionalizado y no modelos contra observaciones.

Analizando la variabilidad interanual de las simulaciones durante JJAS con respecto al dominio M1 (fig. 15); se puede observar que de manera general el promedio de lluvias observadas en la región es de 4 mm/día durante el periodo de verano. En cuanto a la variabilidad interanual de las observaciones, en primera instancia, y sin hacer otro tipo de estudios de correlación, parece haber concordancia con los efectos documentados sobre El Niño (La Niña) en la región del NAM con menor (mayor) precipitación en los años en los que ocurrieron (Magaña *et al.*, 2003). Tales como los años 1982, 1992, 2002, y 2005 que son los de menor precipitación del periodo de estudio y con registro de El Niño moderado-fuerte. Mientras que en años de La Niña no muestran un indicio tan claro, ya que los años con mayor precipitación están asociados a la influencia de los ciclones tropicales y condiciones neutras de Niño/Niña (NHC, 2020), dicho análisis de variabilidad interanual concuerda con estudios realizados anteriormente en la zona como el caso de Liang, *et al.* (2008), el cual abarcó un dominio más amplio con un periodo más largo de estudio, encontrando de manera análoga los mismos periodo de precipitación máxima y mínima interanuales señalados anteriormente. El Reanálisis de Era-interim muestra también la variabilidad interanual descrita anteriormente; no obstante, la sobreestima durante el verano de 1988 (año Niña) y la subestima en 1992 (año de retiro de El Niño). En Resumen, en cuanto su variabilidad interanual se ha documentado que en años Niño la precipitación en la zona es menor que el promedio (Liang, *et al.*, 2008; Magaña *et al.*, 2003). Así como también, en años húmedos hay influencia de las surgencias de humedad, dadas por bajas presiones en el Pacífico sobre el GOC más o menos en fase con altas presiones en altura sobre el sur de Estados Unidos (Pascale & Bordoni, 2016; Schiffer & Nesbitt, 2012).

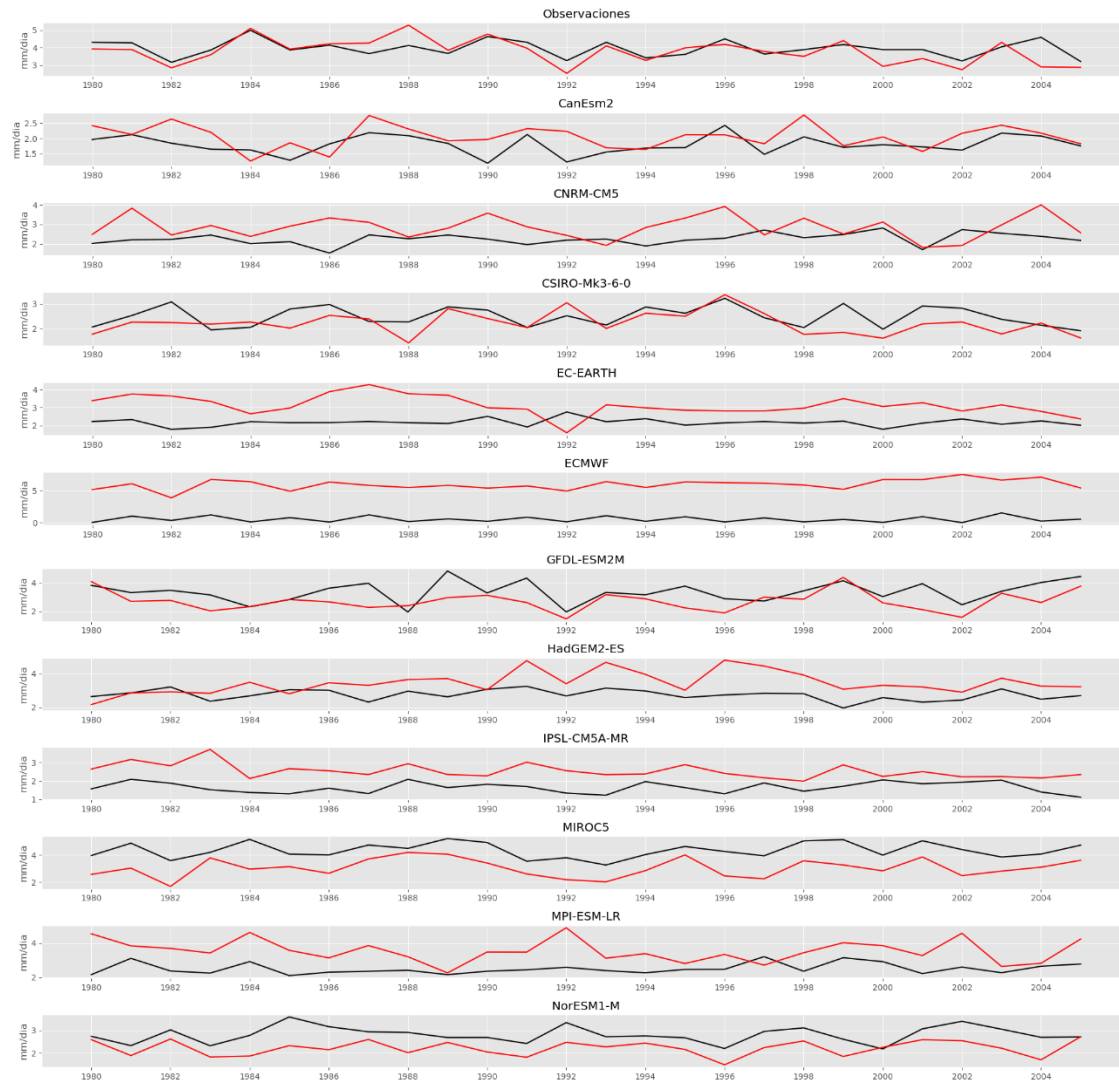


Figura 15.- Variabilidad interanual de la precipitación asociada al monzón dentro de los meses junio, julio, agosto y septiembre para el dominio monzón 1, la línea negra indica el modelo global y la línea roja el modelo global regionalizado Excepto para el primer panel donde la línea negra corresponde a la base de datos de Livneh y la roja al ERA-Interim.

Tabla 2.- a) Desviación estándar del conjunto de modelos y b) coeficiente de correlación de Pearson entre modelos globales y regionalizados, obtenidos temporalmente para los datos de variabilidad interanual del dominio M1.

a)

CanESM2	0.30614602
CanESM2-RCA4	0.3787716
CNRM-CM5	0.29298559
CNRM-CM5-RCA4	0.58599573
CSIROMK3-6-0	0.40089499
CSIROMK3-6-0-RCA4	0.44397258
EC-EART	0.20452081
EC-EARTH-RCA4	0.53376194
ECMWF	0.44021393
ECMWF-RCA4	0.77639576
GFDL-ESM2M	0.72902416
GFDL-ESM2M-RCA4	0.67790996
HadGEM2-ES	0.31395972
HadGEM2-ES-RCA4	0.64608566
IPSL-CM5A-MR	0.28942082
IPSL-CM5A-MR-RCA4	0.38073554
MIROC5	0.54487856
MIROC5-RCA4	0.65880353
MPI-ESM-LR	0.31289569
MPI-ESM-LR-RCA4	0.64884193
NorESM1-M	0.35012016
NorESM1-M-RCA4	0.3278703

b)

CanESM2	0.45089189
CNRM-CM5	0.0321515
CSIROMK3-6-0	0.56724914
EC-EARTH	-0.3374957
ECMWF	0.14655231
GFDL-ESM2M	0.50831939
HadGEM2-ES	0.38253827
IPSL-CM5A-MR	0.15531505
MIROC5	0.71803103
MPI-ESM-LR	0.26257393
NorESM1-M	0.56058338

Analizando las simulaciones, la mayor parte de los modelos regionalizados muestran mayor precipitación en comparación con su versión global, hecho verificable en los valores altos de desviación estándar (ver fig. 15 y tabla 2a). Un ejemplo de esto es el comportamiento del RCA4-ECMWF, el cual reduce de manera notable el sesgo negativo de su versión con resolución gruesa. Mientras tanto, en acuerdo al comportamiento de las simulaciones regionalizadas, es posible clasificar los años más húmedos y secos de acuerdo a la precipitación, encontrándose valores mayores a 3 mm/día para años húmedos y menores a 2 mm/día para años secos. Por otra parte, el modelo regionalizado que más mantiene el comportamiento de la precipitación de su versión global es el RCA4-CSIRO-MK3-0 con una diferencia en de sus desviaciones estándar de 0.4 y una correlación de 0.56; no obstante, el modelo MIROC5 tiene una correlación entre su versión global y regionalizada de 0.71, lo que tiene que ver más con la similitud del patrón que sigue su variabilidad interanual, que con el sesgo de mm/día entre ambas versiones.

Los resultados mostrados en las figuras 11, 14 y 16 concuerdan la utilidad de los modelos globales sobre la región del M2, ya que ofrecen una aceptable representación de la lluvia en dicha zona. En la figura 16 se muestra la variabilidad interanual del dominio M2, en donde claramente se aprecia menor precipitación que en el M1 durante los meses de verano, sin embargo, debido a las características de la región dichas precipitaciones se dan de forma aislada y puntualmente fuertes debido a que no existe como tal un ascenso orográfico que fuerce la convección (Anderson et al., 2000). Por otro lado, se observa un efecto claramente positivo en la regionalización dinámica ya que en el 80% de los modelos regionalizados se acerca a la cantidad de precipitación registrada en la climatología de las observaciones.

Al analizar la precipitación del Reanálisis, éste tiene una variabilidad muy similar a las observaciones con ocasionales sesgos positivos durante periodos de El Niño-La Niña (1984-1988). De modo general, la regionalización incrementa la cantidad de precipitación sobre el dominio M2 (ver Fig. 16 y tabla 3); las diferencias entre las desviaciones estándar tabla 3a) muestran que la precipitación mantuvo un cambio más discreto después de ser regionalizada en comparación a lo que se observó en el dominio M1, probablemente debido a la menor cantidad de SCM que son forzados por la orografía de la SMO. Por otra parte, y de manera general, se observa que el modelo con menos cambios después de la regionalización dinámica nuevamente es el modelo CSIRO con una diferencia de alrededor de 0.02 entre sus desviaciones estándar y un coeficiente de correlación temporal de 0.58 (ver tabla 3); Y a su vez, el modelo regional con un patrón más similar entre su variabilidad interanual a comparación con su versión global es MIROC5.

Análogamente, a los valores temporales obtenidos y mostrados en las figuras 9 y 12, y que representan los ciclos anuales para los diferentes modelos globales y regionales se les calcularon los coeficientes de correlación de Pearson, desviación

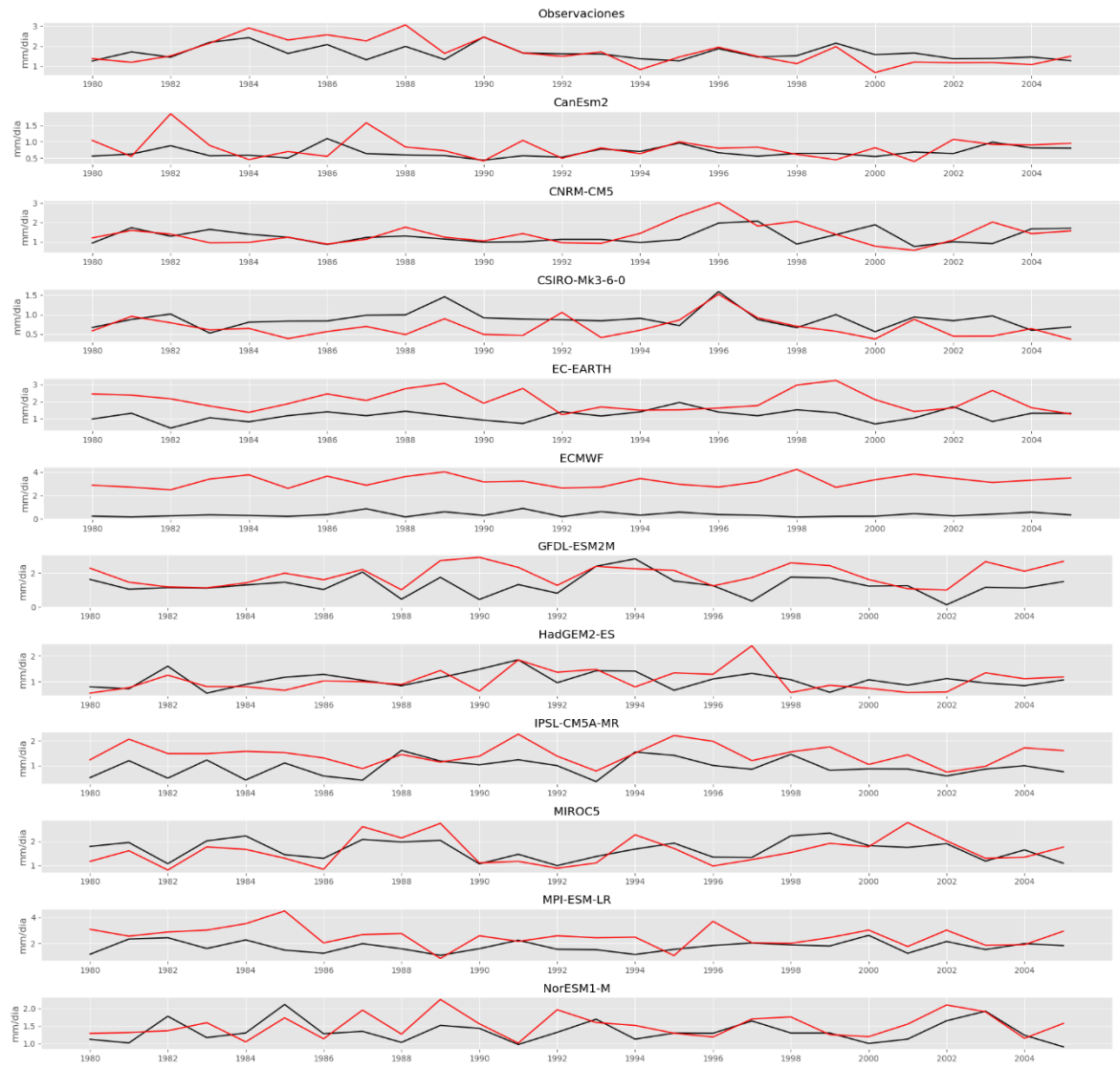


Figura 16.- Igual que la anterior, pero para el dominio monzón 2.

Tabla 3.- a) Desviación estándar del conjunto de modelos y b) coeficiente de correlación de Pearson entre modelos globales y regionalizados, obtenidos temporalmente para los datos de variabilidad interanual del dominio M2.

a)

CanESM2	0.15905972
CanESM2-RCA4	0.33252114
CNRM-CM5	0.36206175
CNRM-CM5-RCA4	0.52516131
CSIROMK3-6-0	0.23061514
CSIROMK3-6-0-RCA4	0.25814036
EC-EART	0.32405401
EC-EARTH-RCA4	0.58117896
ECMWF	0.19741245
ECMWF-RCA4	0.46416267
GFDL-ESM2M	0.59854995
GFDL-ESM2M-RCA4	0.6089655
HadGEM2-ES	0.3082426
HadGEM2-ES-RCA4	0.42786271
IPSL-CM5A-MR	0.35289914
IPSL-CM5A-MR-RCA4	0.39306104
MIROC5	0.40104768
MIROC5-RCA4	0.565171
MPI-ESM-LR	0.41453082
MPI-ESM-LR-RCA4	0.75964317
NorESM1-M	0.29736976
NorESM1-M-RCA4	0.33005461

b)

CanESM2	0.25033092
CNRM-CM5	0.29404067
CSIROMK3-6-0	0.58204101
EC-EARTH	-0.1418541
ECMWF	0.00239507
GFDL-ESM2M	0.46931734
HadGEM2-ES	0.39212618
IPSL-CM5A-MR	0.51388982
MIROC5	0.63750962
MPI-ESM-LR	0.28362216
NorESM1-M	0.49372688

estándar y error cuadrático medio (ver ecuaciones I, II y III de la sección de metodología); los cuales son resumidos en las gráficas de diagramas de Taylor (fig. 17), en donde se consideran como “eje” u “observados” a los datos de Livneh; estos fueron obtenidos con el objetivo de evaluar el desempeño del conjunto de datos globales y regionales con respecto a los datos considerados como observados.

Como se observa en la figura 17a, el Reanálisis de ERA-interim es una buena fuente alternativa a las observaciones para hacer una comparación del desempeño de las simulaciones, confirmando lo observado en los ciclos de precipitación expuestos anteriormente (ver figs. 9 y 12). Los modelos globales de MPI-ESM-LR, MIROC5, HadGEM2-ESM Y ECMWF-ERAINT confirman su buen desempeño tal como se había descrito anteriormente, pues éstos tienen una correlación muy alta con respecto a lo observado con valores desde 0.87 hasta 0.95, un error cuadrático medio (ECM) aceptable con rango de 0.45 a 0.55 y una desviación estándar con respecto a las observaciones del orden de 0.5 a 0.75, concordando con los diagramas de Taylor del estudio anterior de Colorado-Ruiz et al., (2018). Mientras tanto el restante de los CGMS se localiza entre 0.68 de correlación y 0.82, con un ECM de 0.30 a 0.60, y desviación estándar de 0.30 a 0.50 (con excepción del GFDL-ESM2M que tiene 0.80 de ECM y desviación estándar de 0.80). El modelo NorESM1-M totalmente se aleja de los valores de las demás simulaciones globales ya que cuenta con muy baja correlación de 0.3, un ECM alto cercano a 1 y una desviación estándar de 0.48 similar a lo presentado en Colorado-Ruiz et al., (2018).

En la figura 17 b) se observan las diferencias en el desempeño de los modelos con regionalización dinámica; por ejemplo, el RCA4-ECMWF-ERAint es cercano a los valores de las observaciones, con un ECM de 0.4 y una desviación estándar de 0.75. Los modelos RCA4-CNRM-CM5, RCA4-EC-EARTH, RCA4-MPI-ESM-LR, RCA4-IPSL-CM5A-MR y RCA4-HadGEM2M-ESM2, tuvieron una mejoría notable en su desempeño a comparación con sus simulaciones globales. Las simulaciones con regionalización dinámica, si bien lograron mejorar con respecto a su versión global, algunas veces está no es tan clara tal como es el caso del modelo RCA4-NorESM1-M tal como se observa en la figura 17 b).

Mediante la obtención de diagramas de Taylor espaciales (fig. 18) es posible analizar la similitud de la representación espacial con las observaciones y las diferencias que ejerce el aumento de resolución del RCA4. Al observar la figura 18 a) se puede notar que los modelos globales en si tiene una buena similitud espacial con las observaciones (Livneh y Reanálisis). Recalcando en que dicho análisis, el Reanálisis ECMWF-ERAint y los modelos CanESM2, EC-EARTH, IPSL-CM5A-MR Y MPI-ESM-LR son los que poseen mayor similitud en cuanto a la representación espacial de la precipitación del NAM, con correlaciones mayores a 0.85 y muy buenos valores ECM y desviación estándar. Por otro parte, de la figura 18 b) se puede decir que la regionalización dinámica homogenizó los patrones espaciales de la precipitación en la zona núcleo del NAM, ya que en conjunto los modelos muestran una correlación entre 0.6 y 0.7 con valores muy similares de ECM y

desviación estándar; no obstante, esto no quiere decir que la regionalización dinámica haya hecho un retroceso en la representación espacial promedio de la precipitación con respecto a las observaciones, si no que en casos locales la precipitación suele ser sobreestimada, generalmente sobre la región montañosa al sur del dominio.

Por lo tanto, podemos concluir que, la regionalización dinámica mejora las simulaciones de los ciclos de precipitación anual promedio, debido al mejoramiento del efecto orográfico, y a las parametrizaciones adoptadas por el RCA4, y, por lo tanto, se resuelven los SCM originados por el ascenso de aire húmedo por el efecto orográfico; no obstante, dicha mejora en promedio suele sobrestimar la precipitación local sobre la región montañosa del dominio sur del NAM.

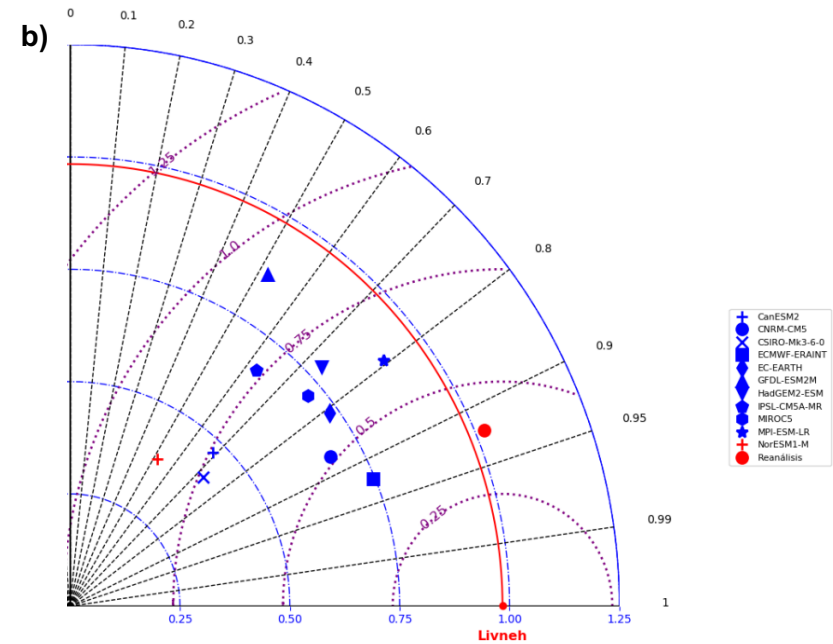
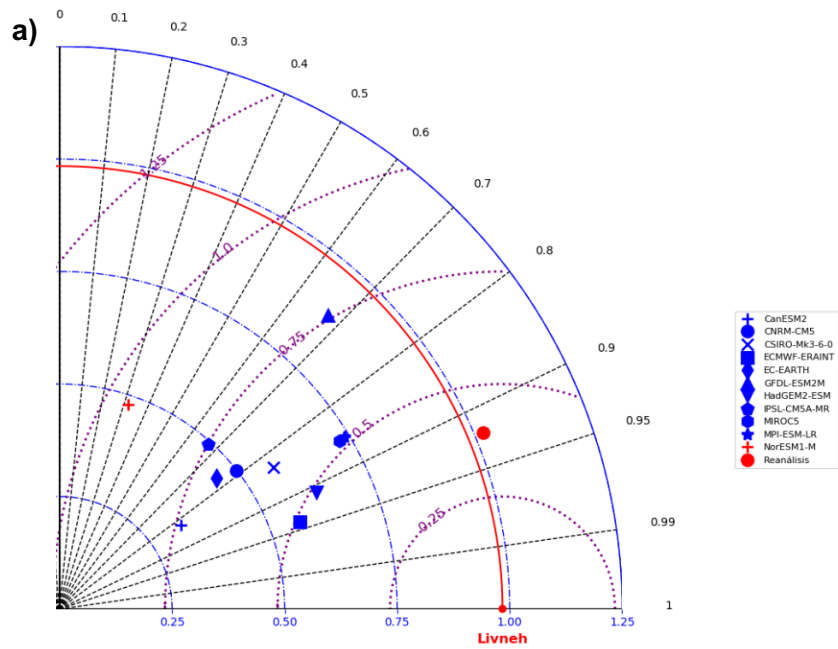


Figura 17.- Diagramas de Taylor obtenidos temporalmente a partir de los ciclos anuales de precipitación mostrados anteriormente sobre zona núcleo del monzón, el inciso a) corresponde a los modelos globales y el inciso b) corresponde a los modelos globales regionalizados por medio del RCA4. La línea roja indica las observaciones de Livneh y estas serán tomadas como referencia, las líneas puntuadas de color negro indican el coeficiente de correlación con los datos observados, las líneas azules corresponden a la desviación estándar y su valor está indicado el eje x, y por ultimo las líneas de color púrpura corresponden al error cuadrático medio.

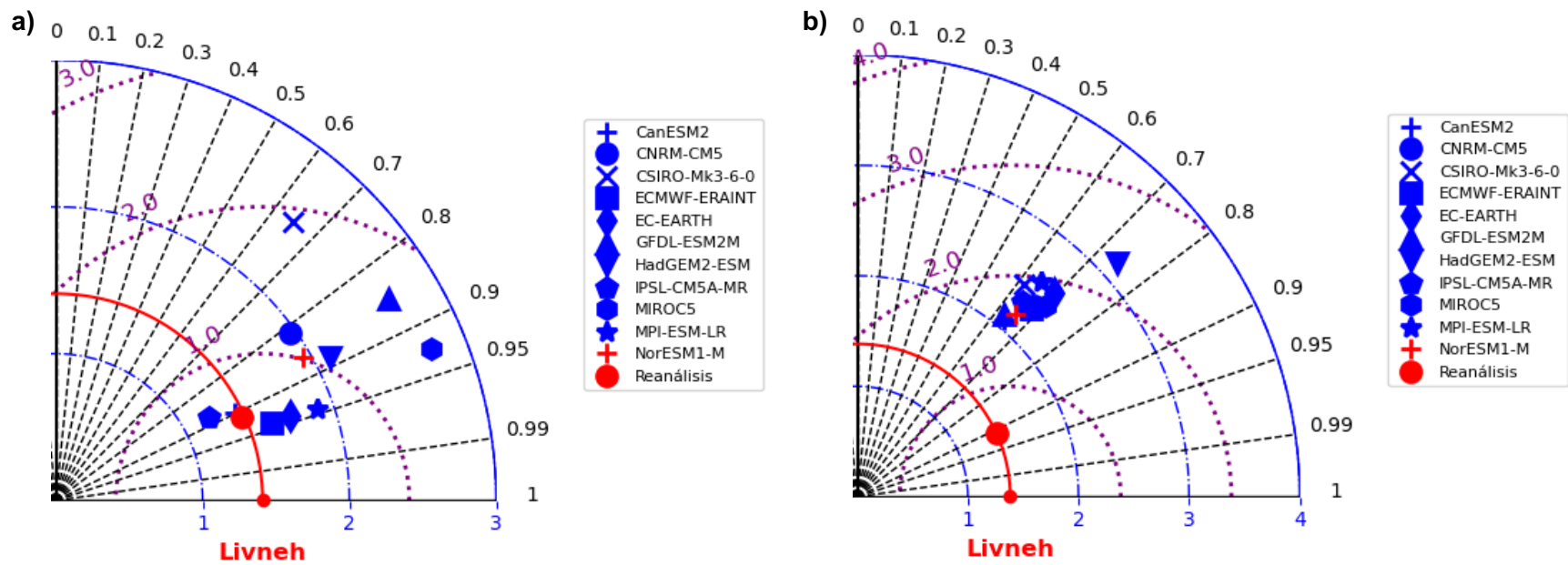


Figura 18.-Diagramas de Taylor obtenidos espacialmente, a partir de las climatologías de precipitación durante el periodo de NAM activo (junio, julio, agosto y septiembre) sobre la zona núcleo del monzón. El inciso a) corresponde a los modelos globales y el inciso b) corresponde a los modelos globales regionalizados por medio del RCA4. Al igual que la figura anterior, la línea roja indica las observaciones de Livneh, las líneas puntuadas de color negro indican el coeficiente de correlación de Pearson, las líneas azules corresponden a la desviación estándar, y por último las líneas de color purpura corresponden al error cuadrático medio.

Análisis del flujo de humedad zonal y meridional durante el periodo del NAM

Una característica del monzón de Norteamérica, es el cambio interestacional de la dirección de los vientos en superficie, ya que durante el NAM se advecta humedad hacia la SMO llegando hasta el desierto de Sonora, ocasionando nubes cumulonimbos que precipitan en forma de tormentas puntualmente intensas sobre la región.

A continuación, se analiza la variabilidad de los flujos de humedad superficial (FHS) que deben su origen a las diferencias térmicas océano-continente.

Como se mencionó la ecuación de Cadet y Reverdin (1981), descrita en la sección de metodología, ésta cuantifica la cantidad de humedad advectada en un nivel dado; así como su signo indica si el flujo correspondiente hacia el norte (positivo) o sur (negativo), así como este (positivo) u oeste (negativo), dependiendo si el enfoque es meridional o zonal.

Debido a las diferentes configuraciones utilizadas para la simulación del clima, algunos modelos resuelven de forma diferente las dinámicas climáticas involucradas en el NAM, prueba de esto es el estudio de la figura 19, el cual se centra en la zona M1. En dicha figura se describe la dirección y magnitud del flujo de humedad zonal y meridional.

En este análisis se identifica un cambio de dirección y magnitud del flujo de humedad durante los meses de verano para la mayoría de los modelos. En la figura 19 se observa que a mediados de junio los modelos ERA-Interim, EC-EARTH, MIROC5 y MPI-ESM-LR presentan un incremento en el flujo meridional de humedad superficial con valores mayores de $3 \times 10^5 \text{ kgm}^{-1} \text{ s}^{-1}$, y variaciones periódicas durante el resto del NAM; por otro lado, el flujo zonal registra valores negativos que corresponden a vientos del oeste. Lo anterior, ocasiona un cambio en la dirección promedio del flujo de humedad superficial, el cual tiene una dirección del suroeste durante el periodo monzónico, con valores mayores en la componente meridional que en la zonal. Otros modelos como el CanESM2, CNRM-CM5 y CSIRO-MK3-6-0 simulan la dirección del flujo durante el NAM hacia el sureste, con valores altos mayores de $7 \times 10^5 \text{ kgm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ en el flujo zonal. También se observan modelos que cambian la dirección del flujo de humedad en otoño-invierno con magnitudes similares a los que simulan el cambio durante verano (e.g., GFDL-ESM2M y NorESM2), los cuales al ser comparados con la figura 10 se observa que estos modelos sobreestiman la precipitación durante dicho periodo.

Utilizando como referencia el FHS de ERA-Interim, en el cual su componente meridional registra un cambio de signo entre junio y octubre, al igual que su componente zonal negativa, combinación que da como resultante un flujo de humedad desde el GOC hacia el continente (específicamente Sonora y Sinaloa), y

que junto al forzamiento orográfico ejercido por la SMO, genera precipitaciones en la zona del NAM, se compararon, las simulaciones como CANESM2, CNRM-CM5, CSIRO-M-K-3, GFDL-ESM2 y NorESM2, las cuales no reproducen tal forzamiento, lo que genera menos precipitación en la zona del NAM; ya que como su flujo zonal se mantiene positivo, el flujo resultante es del sureste, y por lo tanto no alimenta la convergencia como el Reanálisis.

En resumen, la componente meridional del FHS toma importancia para la región M1, ya que determina la intensidad de la convergencia generada por forzamiento orográfico a lo largo de la SMO. Por consiguiente, una buena representación de los FHS junto con una buena resolución sobre el relieve de la SMO ayudan a resolver mejor la precipitación de verano asociada al NAM, como se puede ver en las figuras 19 y 10.

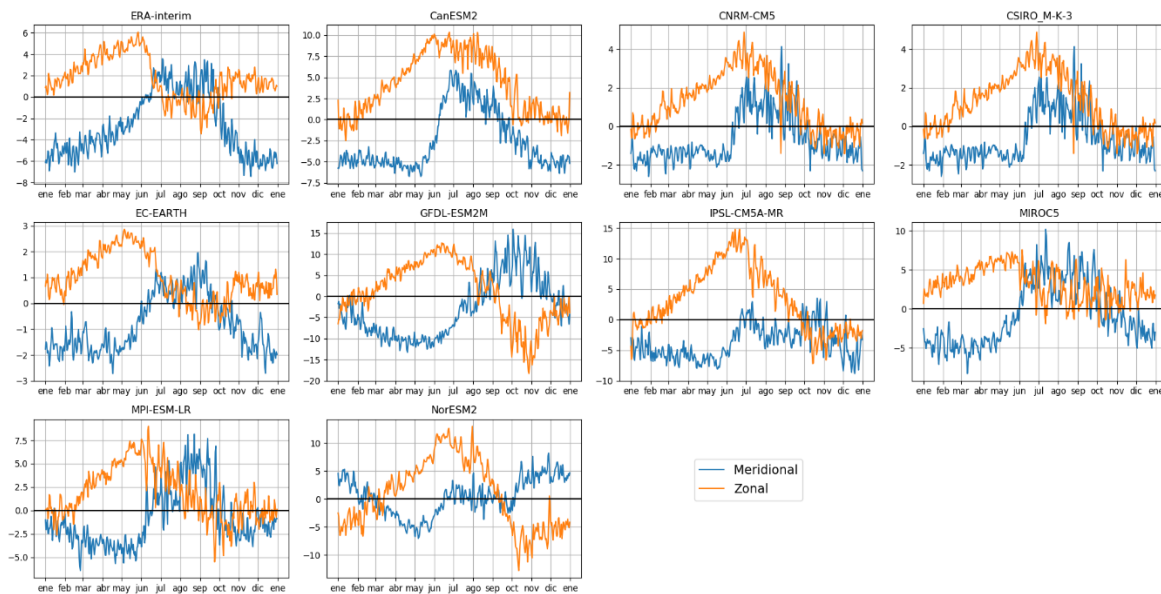


Figura 19.- Ciclo anual de flujos de humedad superficial meridional y zonal de la región monzón 1 para los diferentes modelos globales del CMIP5 utilizados. El eje “y” representa la magnitud del flujo y sus unidades son $\times 10^5 \text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$, el eje “x” representa el tiempo.

Con respecto al dominio norte M2 (fig. 20), la componente meridional de FHS sigue una dirección predominante hacia el norte durante casi todo el año, es decir no hay un cambio tan claro con respecto a la región del sur (fig. 19); no obstante, si se observa un cambio en la magnitud, identificable en la mayoría de los modelos. Esto conlleva, a la generación de convergencia por forzamiento orográfico sobre la porción de la SMO, la cual incluso llega a alcanzar el desierto de Sonora. No obstante, la componente zonal presenta un ligero debilitamiento con respecto a la meridional entre finales de julio y principios de agosto, para luego convertirse en la componente predominante entre octubre-noviembre, y continuar así el resto del año. Una característica sobresaliente de dicha zona, está asociada con este flujo

zonal; ya que cuando sucede una alteración en el comportamiento normal del flujo se registran precipitaciones intensas que se ven reflejadas en el ciclo anual de precipitación (ver figs. 11 y 20). El modelo MIROC5 presenta una condición particular en la cual durante el mes mayo y los meses de verano la componente meridional es de 0 y la componente zonal del flujo casi se anula con valores menores a $1 \times 10^5 \text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$, dicha condición no afecta el ciclo máximo de precipitación de verano.

Como resumen del análisis de los FHS; se observa que cuando la magnitud del FHS meridional es mayor que la magnitud del FHS zonal, y la dirección de este es hacia el norte, las precipitaciones se acercan más a lo presentado durante el periodo del NAM en las observaciones y el Reanálisis (ver figs. 10, 11, 19 y 20). Así mismo, es importante hacer notar que una buena representación de la orografía aporta a las precipitaciones intensas de la SMO, debido al ascenso orográfico de los FHS que, durante este periodo, presentan un cambio de dirección, principalmente sobre la componente meridional, causado por LSTC, cuyas características se estudian en la última sección.

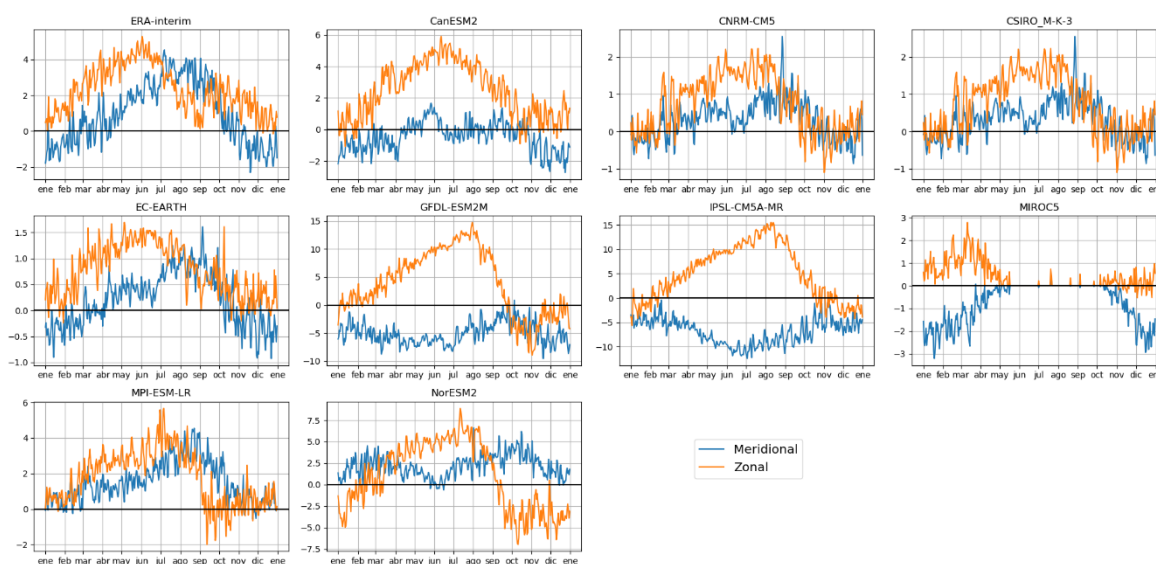


Figura 20.- Igual que la figura 19, pero para el dominio monzón 2

Análisis de la contribución del LSTC en el Inicio y final del NAM

De acuerdo a estudios previos mencionados en la introducción, es muy importante el papel que juega el LSTC para la generación de un sistema monzónico, ya que este es el precursor del gradiente de presión generado por una baja presión superficial de origen cálido sobre el continente y una alta presión superficial sobre el océano, que da como resultado un flujo de humedad del océano al continente parecido a un sistema de brisas. Localmente en la región, estudios como Turrent &

Cavazos (2009) y Torres-Alavez et al. (2014) justificaron la importante correlación entre el LSTC, el FHS y las precipitaciones registradas durante el NAM.

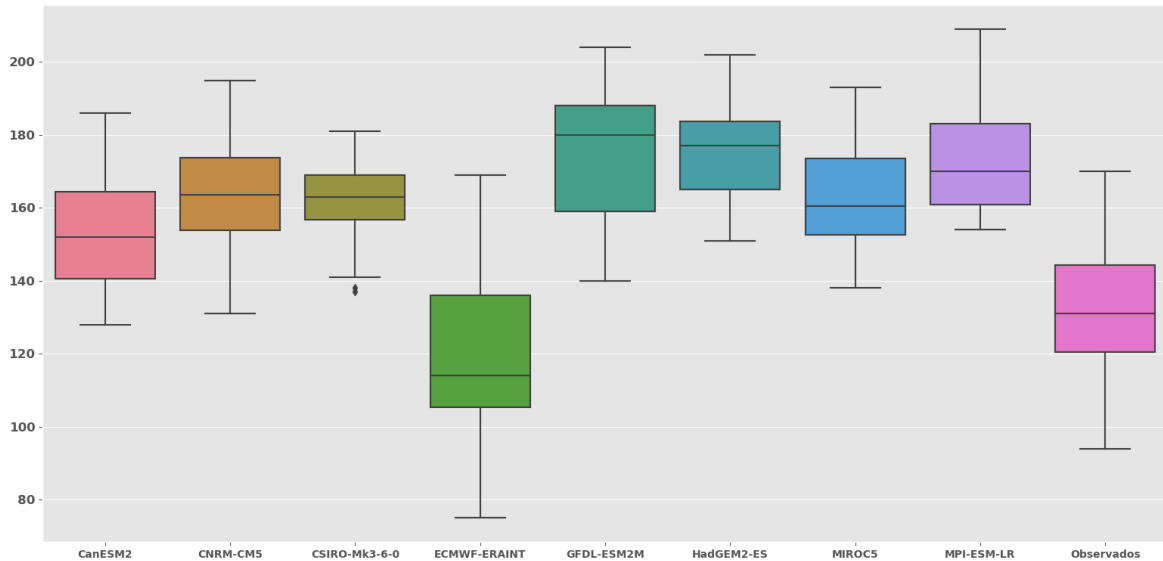


Figura 21.- Diagrama de cajas y bigotes del día del año en el que inicio el NAM durante el periodo 1980-2005 para los modelos globales y 1982-2005 para las observaciones (Livneh en continente y OIST en océano). El eje “y” indica el número de día.

En la figura 21 se observa que el Reanálisis ECMWF-ERAint, en el día de inicio promedio del NAM, tiene la mayor similitud con respecto a las observaciones, ya que este presenta en promedio el día inicial a finales de abril e inicios de mayo, con un ligero desfase de aproximadamente 15 días con respecto a los días de registrados en las observaciones (para mayor información sobre la correspondencia de los días juliano con días del año, ver anexo 3). Los demás modelos sitúan, en la mayoría de los años, el inicio del NAM a lo largo del mes de junio (fig. 21), con variaciones entre los límites superiores e inferiores situados entre mediados de mayo e inicios de julio.

En el caso de los modelos regionalizados el RCA4-ECMWF-ERAint disminuye su discrepancia con respecto a las observaciones, con un desfase con respecto a las observaciones de 5 días aproximadamente (ver. Figura 22). Por otro lado, el RCA4-CNRM-CM5 y RCA4-MIROC5 se salen del límite superior con valores fuera de rango en los días de inicio con respecto a los demás modelos y observaciones. La regionalización dinámica retrasa en los modelos el día de inicio del NAM (ver figs. 21 y 22).

Del análisis del LSTC, para los días de final del monzón en simulaciones globales (figura 23), se observa que el Reanálisis ECMWF-ERAint y las observaciones presentan una similitud marcada entre ellos, ubicando el final del NAM, en la mayoría de sus años, en los últimos días de septiembre (con límites superior e infe-

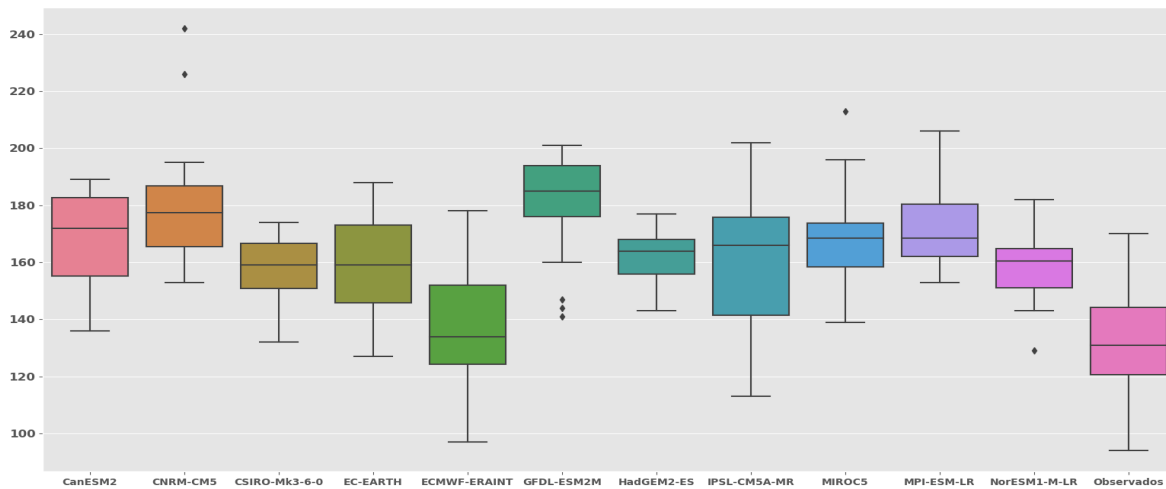


Figura 22.-Igual que el anterior, pero para los modelos regionalizados por el RCA4.

rior entre el día 245 y 285 de año; ver anexo 3). En cuanto a los demás MCGs la fecha de final del NAM es simulada en promedio entre los días finales de agosto y primeros de septiembre, incluso con valores muy fuera de este rango en varios modelos que adelanta el final y lo ubican a mediados de julio (ver anexo 3).

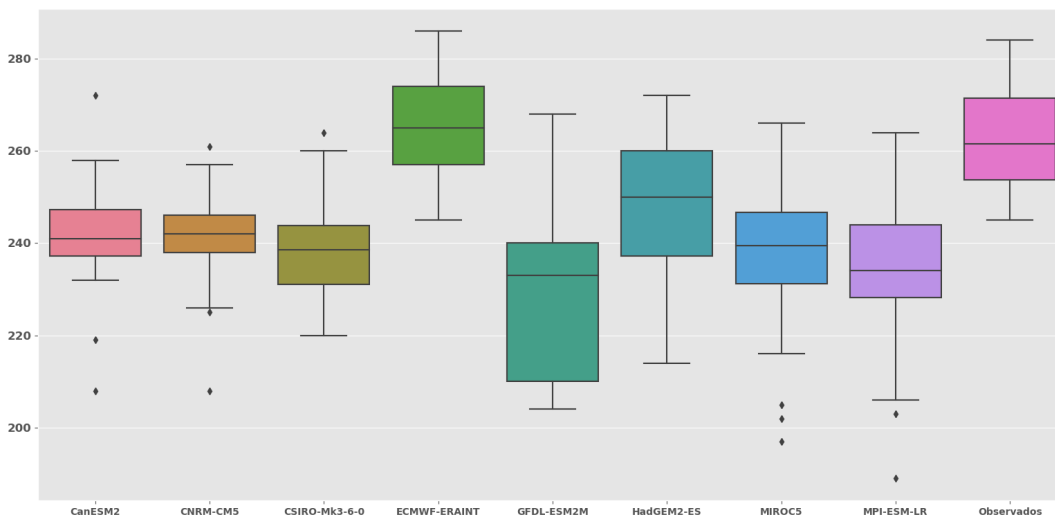


Figura 23.- Diagrama de cajas y bigotes del número de día del año en el que termino el monzón de Norteamérica durante el periodo de estudio 1980-2005 para los modelos globales y 1982-2005 observaciones en base al LSTC.

En cuanto a las simulaciones regionalizadas (fig. 24) como ya se ha discutido anteriormente, el RCA4-ECMWF-Eraint presenta cambios importantes comparados a su versión global, lo que ocasiona que esté cerca a los valores presentados en

otros CGMs y se aleje de los observados; ya que este adelanta el día final del NAM, situando sus extremos entre los días 265 y 235 del año, con un valor fuera de rango en el día 279. En promedio, los modelos a los que se le aplicó la regionalización dinámica estiman el final en los últimos días de agosto o principios de septiembre de manera más homogénea, con extremos inferiores en julio (ver figs. 23, 24 y anexo 3). Por otro lado, el modelo RCA4-GFDL-ESM2M continúa conservado características de su versión global con finales anticipados y una reducción en su límite superior e inferior (ver fig. 24).

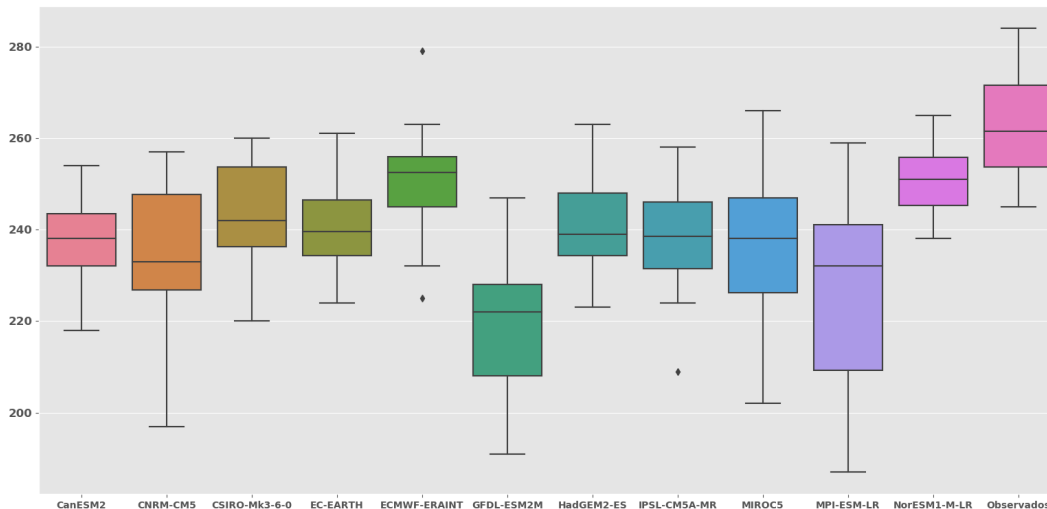


Figura 24.- Al igual que el anterior, pero para modelos regionalizados por el RCA4.

Al analizar el comportamiento de la duración del NAM de acuerdo al LSTC se observa que la duración promedio de las observaciones es de 130 días con un tope superior-inferior de 177 y 90 días respectivamente (ver figs. 25 y 26). Así mismo, en

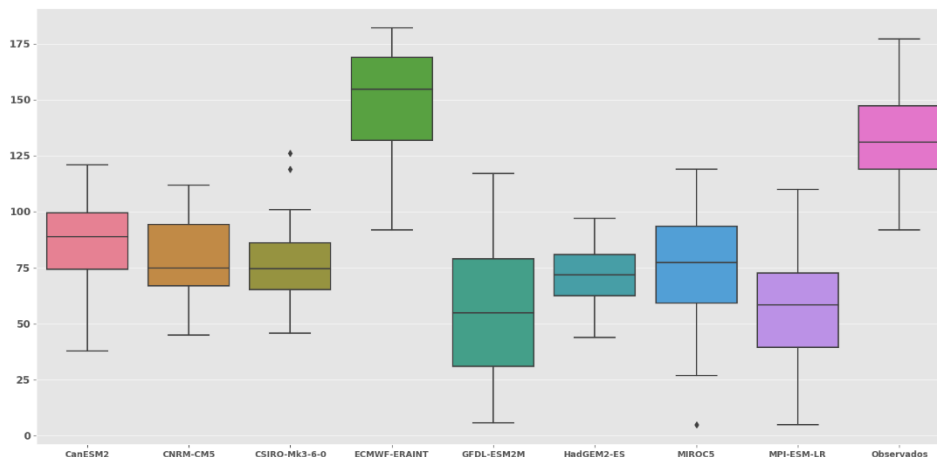


Figura 25.- Diagrama de cajas y bigotes de la duración NAM durante el periodo 1980-2005 para los modelos globales y 1982-2005 observaciones (Livneh en continente y Oist en océano). El eje “y” indica el número de día.

cuanto a la duración promedio de la mayoría de los modelos globales (figura 25) se observa que es muy inferior a la duración en las observaciones con periodos en el rango de 90 a 55 días, incluso más bajo que tope inferior de las observaciones, siendo la excepción el Reanálisis ECMWF-eraint que sitúa sus toques superiores e inferiores muy similares a los presentados en las observaciones, así como una duración promedio de 155 días.

A comparación con los modelos globales, la mayoría de los modelos regionalizados tiene una duración menor debido a que el inicio lo suelen ver más atrasado, es por ello que presentan en promedio duraciones que van de 85 a 30 días (ver fig. 26). No obstante, la duración promedio del Reanálisis ECMWF-eraint pasa a estar ligeramente por debajo de su versión global y presenta un sesgo negativo ligero a la duración promedio de las observaciones (ver fig. 26).

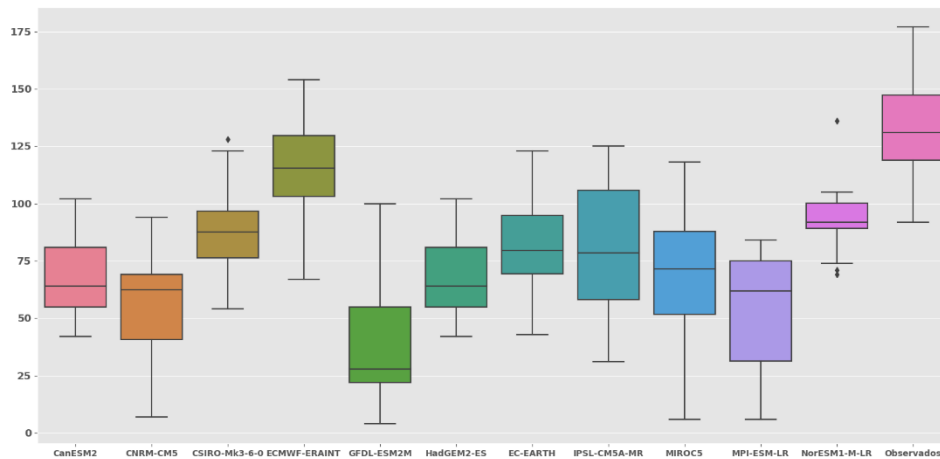


Figura 26.- Igual que el anterior, pero para modelos regionalizados por el RCA4.

Las tablas 4 y 5 muestran los extremos de las figuras 25 y 26, exponiendo los años con menor y mayor duración del NAM respectivamente, en dichas tablas se observa que existen años en los que el LSTC duró menos de 10 días; generalmente dichos periodos de duración corta son principalmente ligados a una mala resolución de las condiciones que contribuyen para declarar el inicio del LSTC en las simulaciones.

A manera de síntesis, se calculó el ciclo anual diario de LSTC (figs. 27 y 28), donde se observa que el máximo de LSTC, tanto para CGMs como por los regionalizados dinámicamente por el RCA4, se presentan a mediados de julio; mientras que para las observaciones a principios de julio; Esto está relacionado con el máximo de temperatura anual sobre la región del Desierto de Sonora, ya que justamente este máximo disminuye conforme se registran precipitaciones; asimismo, durante julio, en la entrada del Golfo de California se desarrolla convección, así como también es afectada por ondas del este y ciclones tropicales; disminuyendo la temperatura superficial del océano.

Tabla 4.- Años con menor duración del NAM de acuerdo a cada modelo y observaciones

Modelo	Año	Días de duración
CanESM2	1992	42
CanESM2-RCA4	1982	38
CNRM-CM5	1986	45
CNRM-CM5-RCA4	1992	7
CSIRO-Mk3-6-0	1991	46
CSIRO-Mk3-6-0-RCA4	1983	54
EC-EARTH-RCA4	1998	43
ECMWF-ERAINT	1998	92
ECMWF-ERAINT-RCA4	1998	67
GFDL-ESM2M	1995 y 2001	6
GFDL-ESM2M-RCA4	2002	4
HadGEM2-ES	1984	44
HadGEM2-ES-RCA4	1994	42
IPSL-CM5A-MR-RCA4	1995	31
MIROC5	1993	5
MIROC5-RCA4	1992	6
MPI-ESM-LR	1982	5
MPI-ESM-LR-RCA4	2003	6
NorESM1-M-LR-RCA4	2005	69
Observaciones	1998	92

Tabla 5.- Años con mayor duración del NAM de acuerdo a cada modelo y observaciones.

Modelo	Año	Días de duración
CanESM2	1988	121
CanESM2-RCA4	2004	102
CNRM-CM5	1999	112
CNRM-CM5-RCA4	2000	123
CSIRO-Mk3-6-0	2000	126
CSIRO-Mk3-6-0-RCA4	2003	128
EC-EARTH-RCA4	200	123
ECMWF-ERAINT	2004	182
ECMWF-ERAINT-RCA4	1989	154
GFDL-ESM2M	2002	117
GFDL-ESM2M-RCA4	1999	100
HadGEM2-ES	1986	97
HadGEM2-ES-RCA4	2004	102
IPSL-CM5A-MR-RCA4	2000	125
MIROC5	1988	119
MIROC5-RCA4	2000	118
MPI-ESM-LR	1999	110
MPI-ESM-LR-RCA4	1989 y 2000	84
NorESM1-M-LR-RCA4	1981	136
Observaciones	1989	177

De las figuras 27 y 28, es apreciable que el cambio de signo del LSTC, en promedio para los modelos globales es a finales de mayo e inicios de junio; mientras que para los modelos regionalizados es a finales de mayo, por otra parte, las observaciones ven el cambio de signo a mediados de mayo. En cuanto a los de mayor resolución (Fig. 28) se observa que todos los modelos a excepción del RCA4-ECMWF-ERAint, tienen valores menores a 6°C de diferencia entre continente y océano; además los modelos, retrasan el inicio y adelantan el final en promedio un mes con un valor máximo de LSTC cercano a 5°C.

Los modelos regionalizados se acercan más al valor de 5°C del LSTC de las observaciones durante el periodo del NAM (fig. 28), pero aún siguen atrasando el día de inicio y anticipando con un grado menor de diferencia a lo observado en las observaciones. No obstante, el modelo CNRM-CM5 cuando se regionaliza por medio del RCA4, percibe el cambio del signo del contraste térmico en julio y a me-

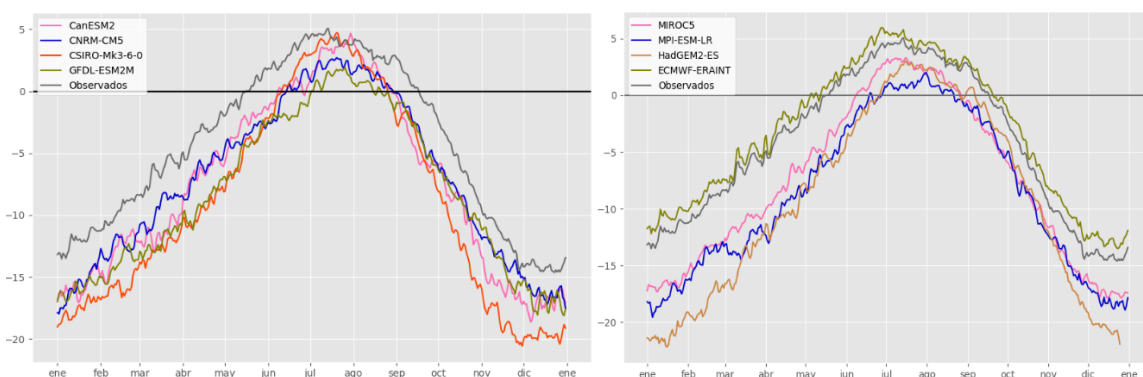


Figura 27.- Ciclos anuales de contraste térmico océano-continente de los modelos globales en color azul el Reanálisis de ERA-interim.

diados de septiembre respectivamente, observándose un máximo de 1°C en los datos globales del CNRM-CM5, en el modelo MPI-ESM-LR si bien en su versión global ya retrasaba el día de inicio (principios de julio) y adelantaba el día final (últimos de agosto), en su versión con menor resolución modifica estas fechas, pues adelanta el inicio del NAM, observándose el cambio de signo a mediados de junio, y a su vez, el final lo anticipa a inicios de agosto y por otro lado la magnitud de LSTC disminuye a 1°C o incluso ligeramente por debajo de 1°C; es interesante observar en la figura 12 este modelo reproduce el periodo máximo de lluvias de manera aceptable con sobrestimación de lluvias en forma aislada.

Los datos de modelos globales, si bien con la regionalización dinámica, logran simular con mayor detalle el comportamiento regional de las temperaturas sobre el océano y el desierto de Sonora (figs. 29 a 36); presentan detalles en la representación temporal del LSTC, como se observa en la figura 28, ya que aún desfazan las fechas de inicio y final, con diferencias con respecto al Reanálisis, de en promedio un mes para ambas fechas del sistema monzónico de Norteamérica, probablemente por lo datos de entrada que alimentan al RCA4.

Por otra parte, a fin de identificar el comportamiento de la TSM y T2M en los modelos durante el inicio y final del NAM, se identificaron los tres años para cada una de las siguientes condiciones: Inicios Tempranos (ITp), Inicios Tardíos (ITd), Finales tempranos (FTp) y Finales Tardíos (FTd). Dicha información fue condensada a través de la obtención del promedio de las anomalías para cada una de dichas condiciones.

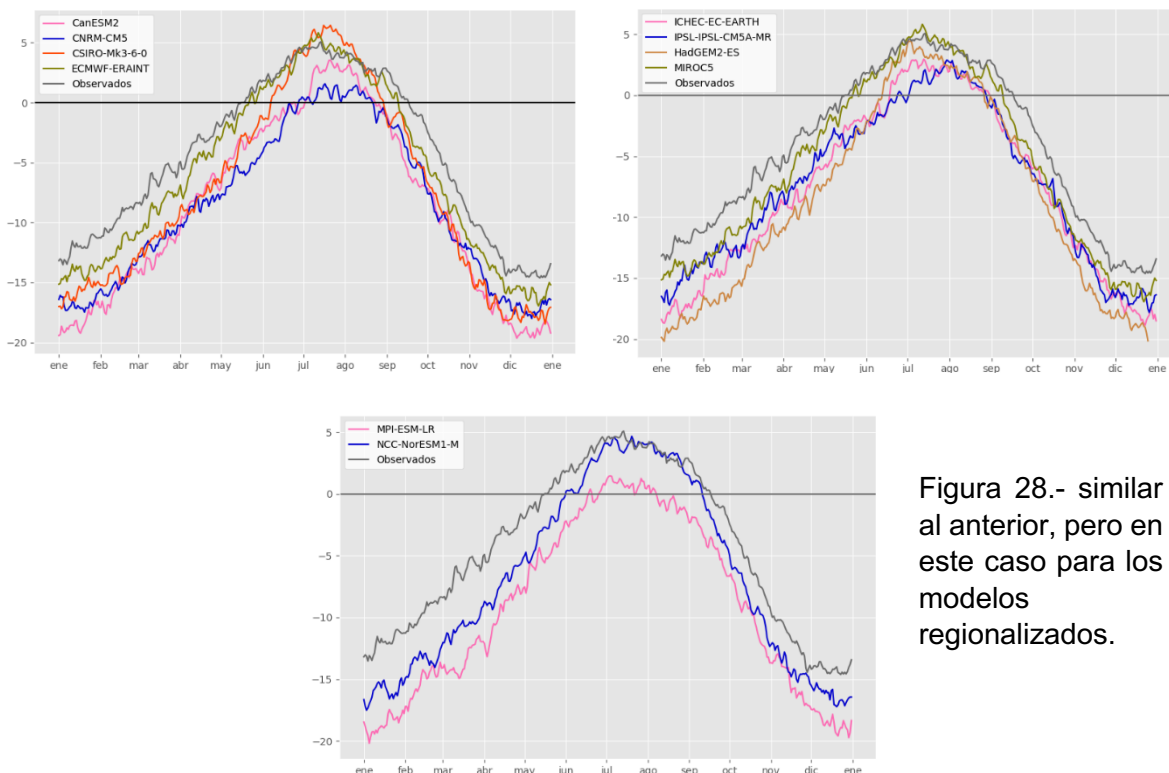


Figura 28.- similar al anterior, pero en este caso para los modelos regionalizados.

Los resultados para las anomalías encontradas para periodos de ITp (fig. 29), muestran un patrón de anomalía positiva sobre el desierto de Sonora, siendo el valor más alto de 4°C simulado en el modelo ECMWF-ERA-int, a su vez se observa en el modelo HadGEM2-ES una anomalía de 1°C; en lo que respecta a las anomalías de TSM los patrones se encuentran divididos, con temperaturas ligeramente debajo del promedio en la mayoría de los modelos. Resumiendo, en base la figura 29, existe un patrón de anomalía positiva sobre el desierto de Sonora que influye en el inicio anticipado del monzón.

Analizando la figura 30 para los periodos de ITd, se encuentra un comportamiento interesante en la zona desértica del NAM; ya que la mayoría de los modelos, presentan una anomalía negativa sobre dicha región, siendo de hasta 2°C menor al promedio. Probablemente esto se deba a la presencia de frentes fríos u otros sistemas fuera de temporada, los cuales provocan lloviznas enfriando la región del desierto de Sonora.

Otra condición notable es lo que sucede durante los periodos de FTp (fig. 31). en donde la totalidad de los CGMs simulan anomalías negativas de 2m. La condición anterior probablemente está ligada a la presencia de lluvias durante el periodo final del NAM; por lo tanto, las temperaturas en esta región disminuyen después de haber presentado un refrescamiento por las lluvias monzónicas y probablemente esto contribuye a romper la circulación.

Para los años FTd (fig. 32), nuevamente es notable las condiciones térmicas sobre el desierto de Sonora, ya que en la mayoría de los modelos registran temperaturas por arriba de lo normal durante dichos periodos de recorrimiento monzónico. No obstante, no se tiene una influencia notoria de la TSM para dichos periodos.

Las ventajas de la regionalización dinámica se ilustran en la figura 33, en donde se amplía la información del área sobre el océano, y se detalla en la zona continental del desierto de Sonora. En cuanto a los ITp se identifican de manera generalizada, anomalías positivas sobre el desierto de Sonora que van desde 1 a 4°C sobre el promedio. En lo que respecta a la TSM, es claro que debido a la regionalización esta variable presenta información más representativa, ya que muestra en la mayoría de los modelos un patrón de TSM ligeramente mayor al promedio (de hasta 1°C arriba de la media).

Asimismo, las simulaciones regionalizadas en los años de ITd del monzón presentan valores ligeramente mayores al promedio de TSM para el periodo 1980-2005 (fig. 34), en tanto que en el desierto de Sonora y de acuerdo a la mayoría de los modelos se observa una anomalía negativa de -0.5 a -3 °C en la T2M, respecto al promedio.

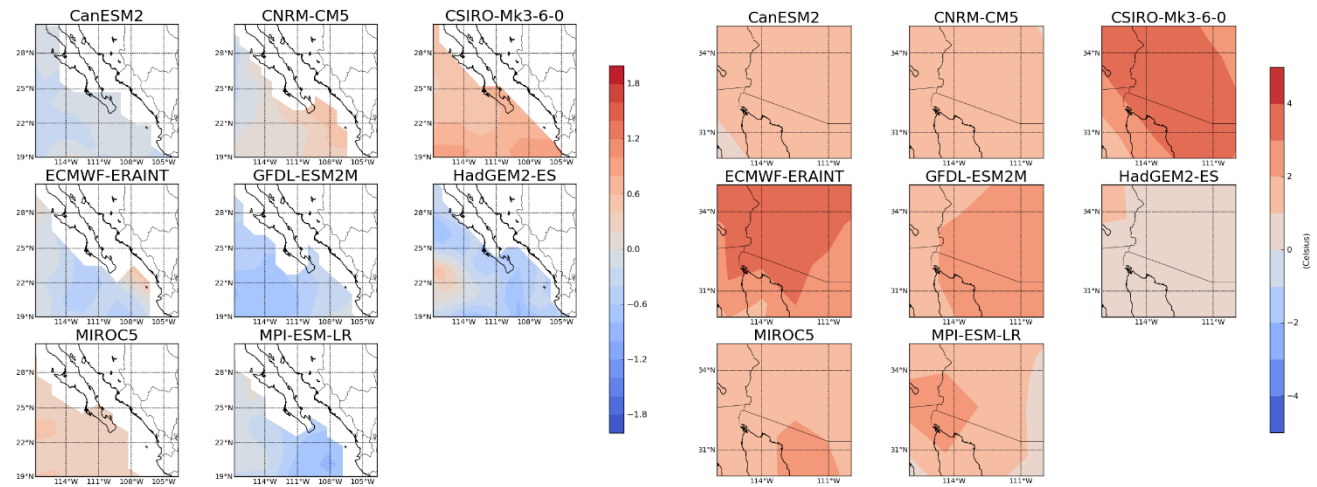


Figura 29. Promedio de anomalías de los modelos globales para años de inicios tempranos de las variables sst y t2m

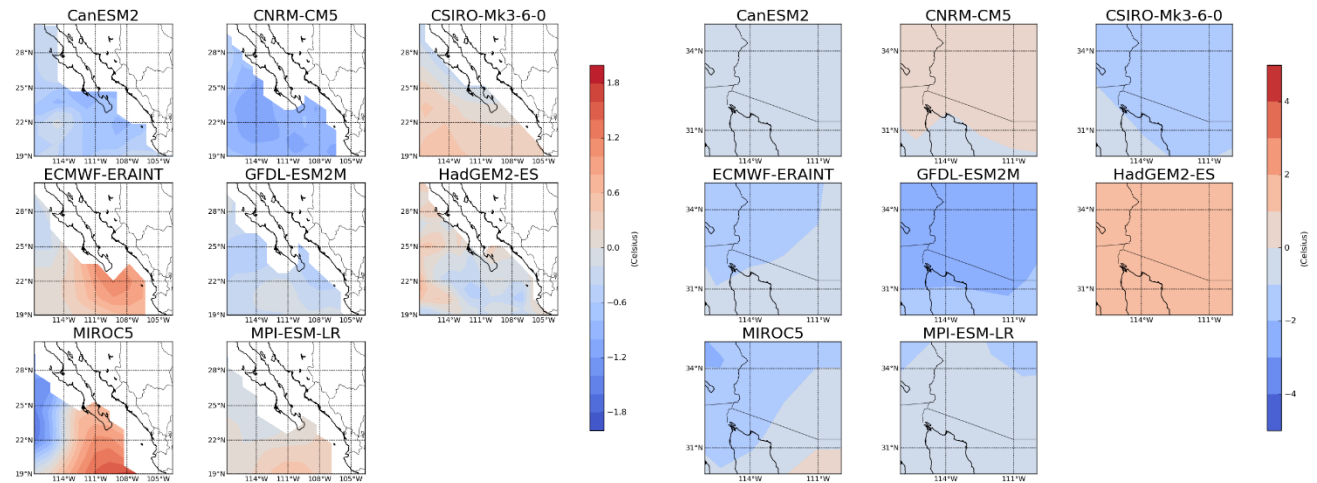


Figura 30. Promedio de anomalías de los modelos globales para años de inicios tardíos de las variables sst y t2m

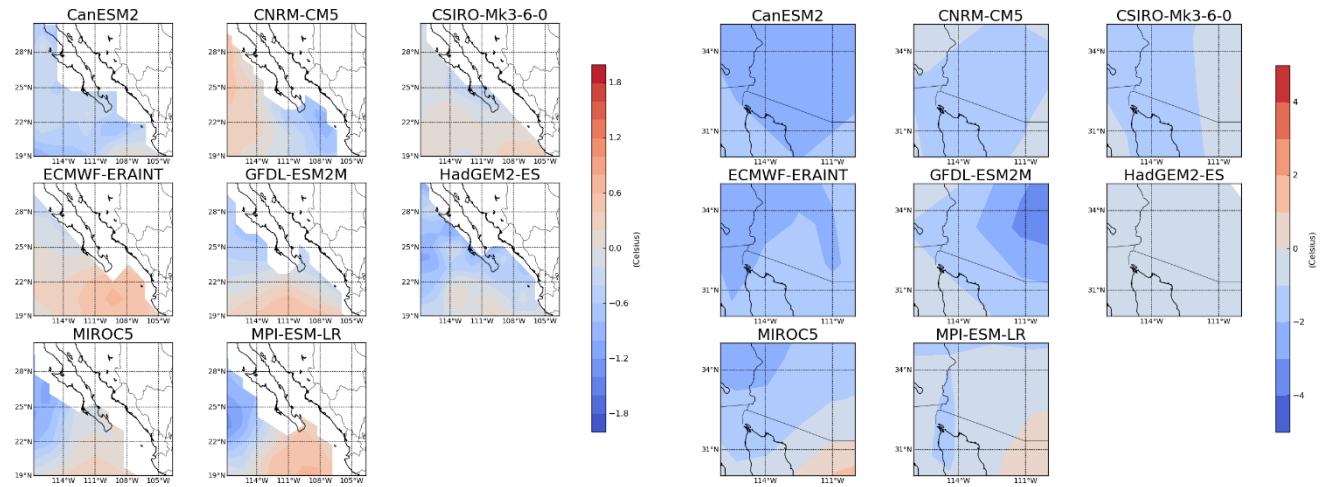


Figura 31. Promedio de anomalías de los modelos globales para años de finales tempranos.

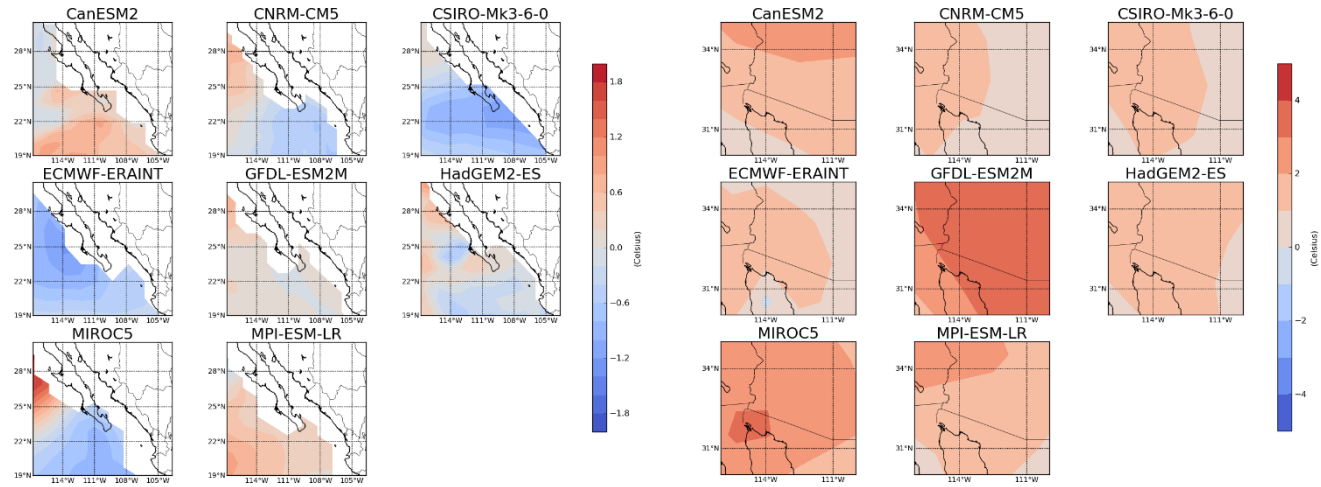


Figura 32. Promedio de anomalías de los modelos globales para las variables sst y t2m de finales tardios

Por su parte, las condiciones observadas en la TSM durante los años FTp se observan en la figura 35; apreciándose que en los modelos RCA4-CanESM2, RCA4-CNRM-CM5, RCA4-CSIRO-MK3-6-0, RCA4-ECMWF-ERAint, RCA4-EC-EARTH, RCA4-MPI-ESM-LR y RCA4-NorESM1-M-LR se registran valores positivos sobre la entrada del GOC del orden de 0.8°C por arriba del promedio de TSM para dichas fechas, mientras que hacia el oeste del pacífico las temperaturas se mantuvieron por debajo de dicho valor. Y de manera general la T2M sobre el desierto de Sonora se mantiene menor del promedio durante estas fechas, con rangos de -1 a -2°C . Probablemente esto se deba a lluvias sobre la región desértica, debido a la advección de humedad proveniente de Golfo de California y al movimiento del anticiclón en niveles medios y altos sobre el suroeste de Estados Unidos.

Finalmente, para los datos regionalizados, se observa que en FTd la TSM mejora las simulaciones, ya que en comparación de los modelos globales se aprecia que las temperaturas son menores al promedio de TSM; así como también, T2M mayores al promedio sobre el desierto de Sonora (de hasta 3°C ; ver fig. 36).

Por lo tanto, la regionalización dinámica brindó elementos para analizar la TSM y T2M con mejor detalle, resaltando configuraciones para los años definidos como ITd, ITp, FTd y FT sobre las regiones del desierto de Sonora y región del GOC de interés.

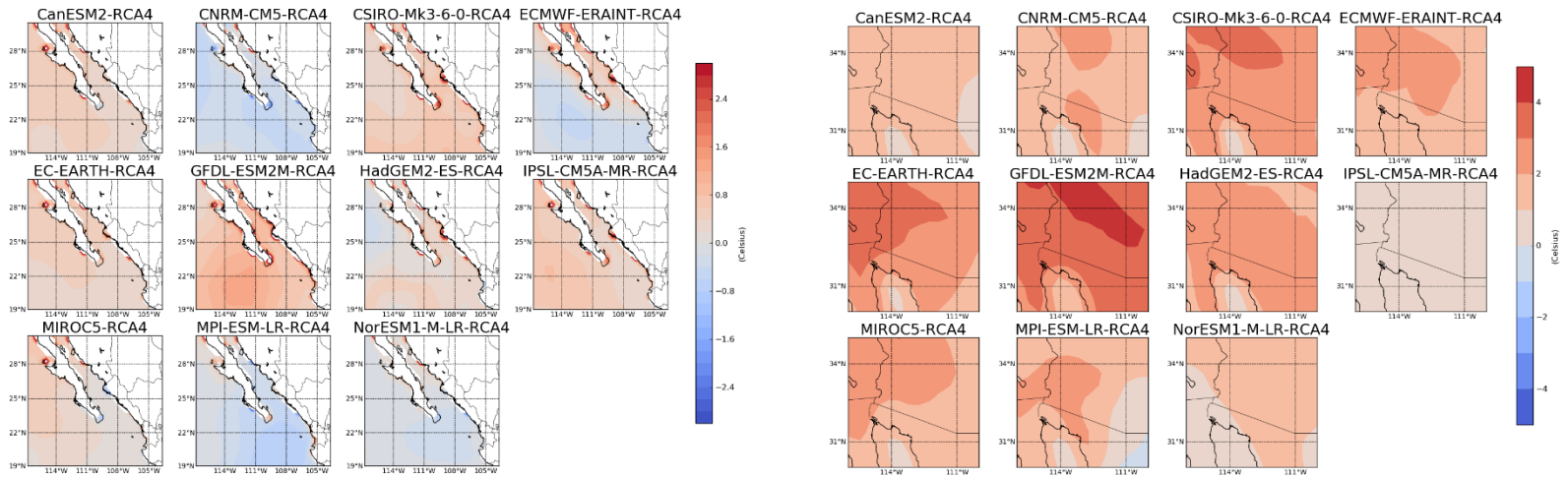


Figura 33. Promedio de anomalías de los modelos regionalizados por el RCA4 para años de inicios tempranos

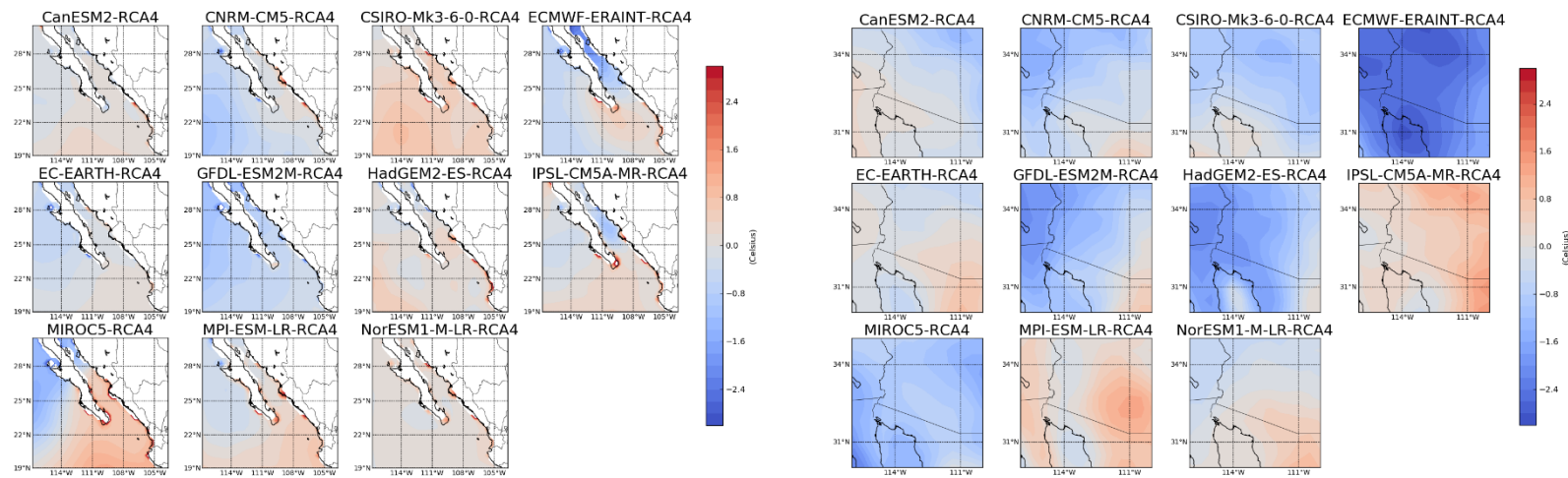


Figura 34. Promedio de anomalías de los modelos regionalizados por el RCA4 para años de inicios tardíos respectivamente.

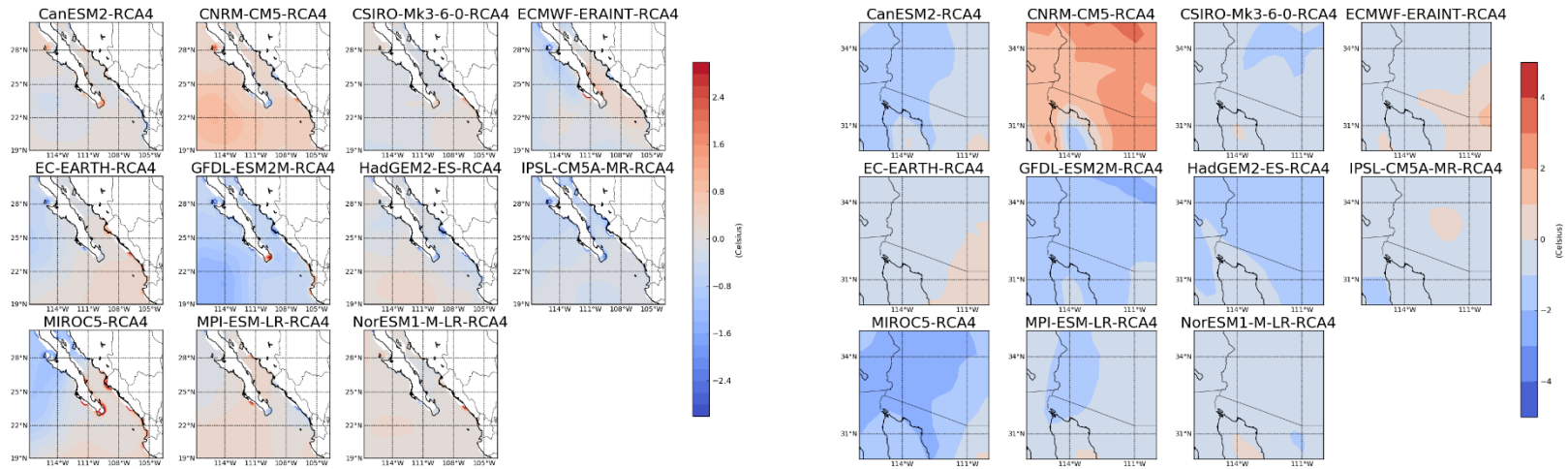


Figura 35. Promedio de anomalías de los modelos regionalizados por el RCA4 para años de finales tempranos

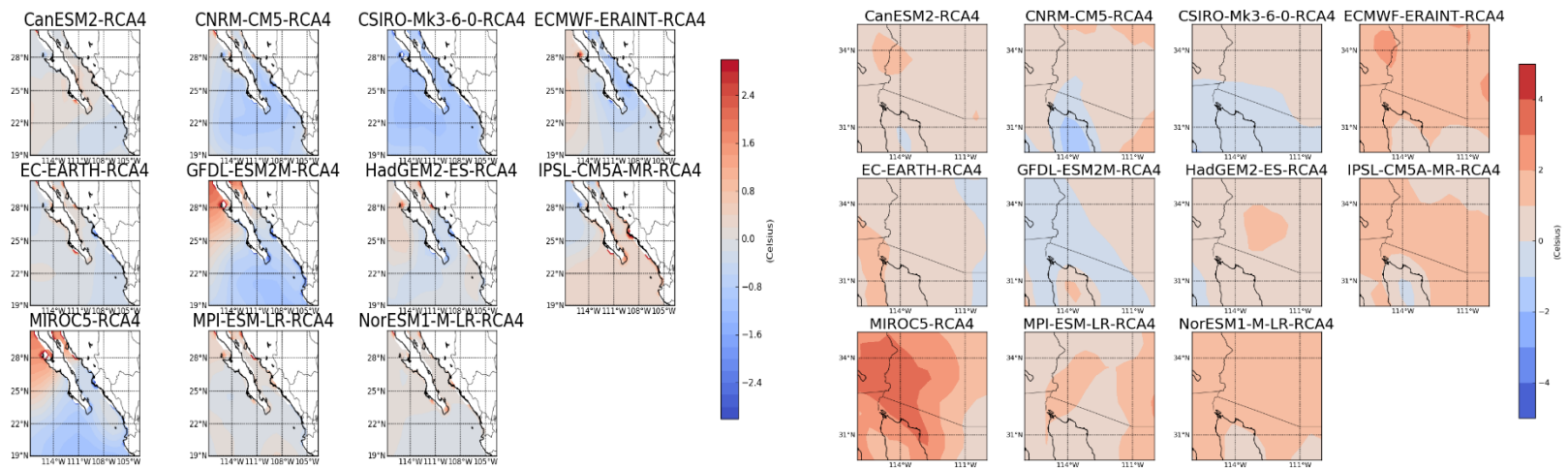
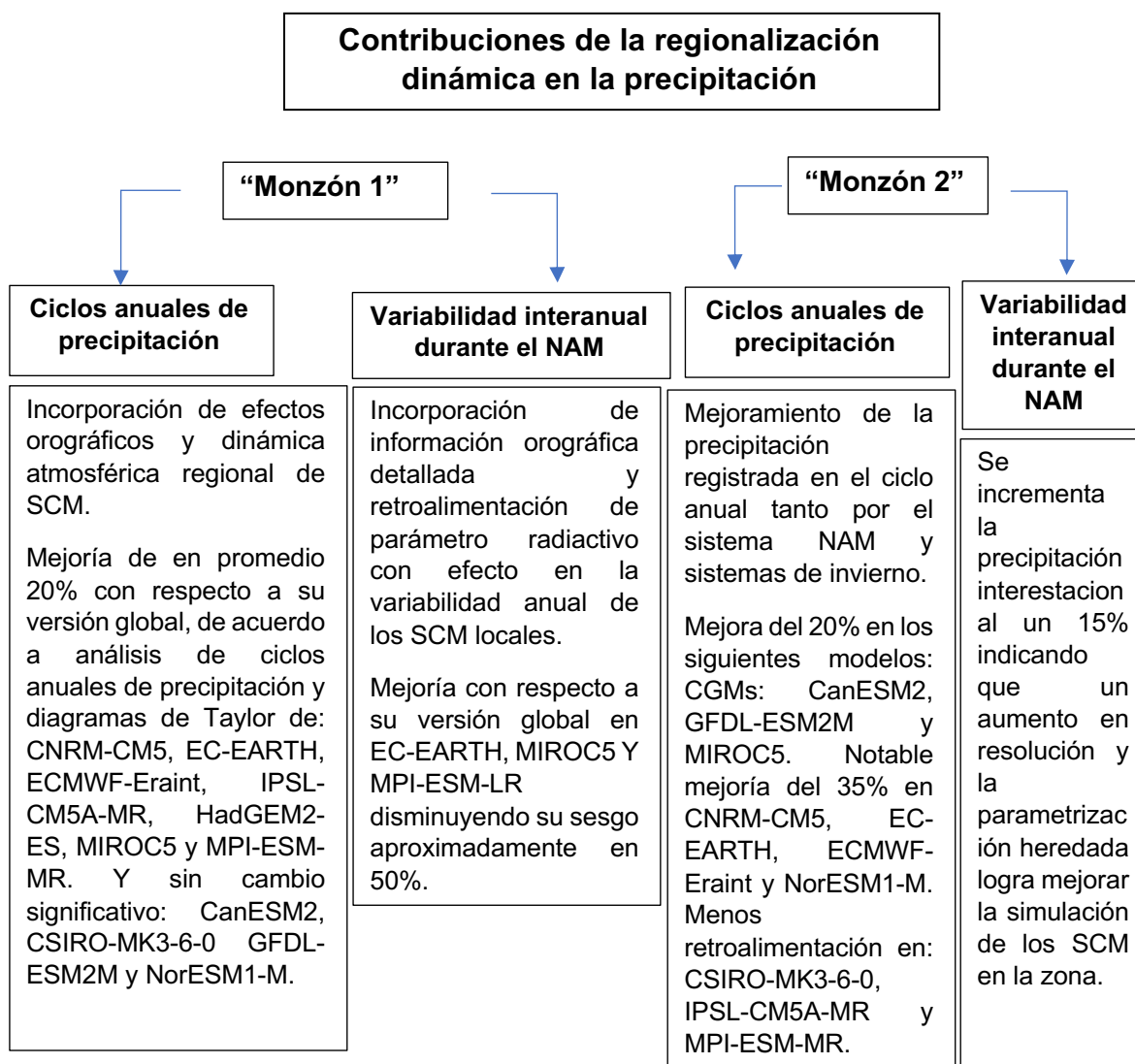


Figura 36. Promedio de anomalías de los modelos regionalizados por el RCA4 para años de finales tardíos respectivamente.

Discusiones y conclusiones

La incorporación de la orografía a mayor resolución espacial aunado a la capacidad de reproducción de sistemas convectivos de mesoescala (e.g. uso de parametrizaciones físicas), son algunas de las mejoras que se obtienen al utilizar un modelo global por medio de la regionalización dinámica, y si bien muchos modelos de circulación general mejoran en variables difíciles de simular (tales como la precipitación), hay algunos que debido a su respectiva dinámica, necesitan más investigación para lograr una mejora sustancial por medio de la regionalización dinámica.

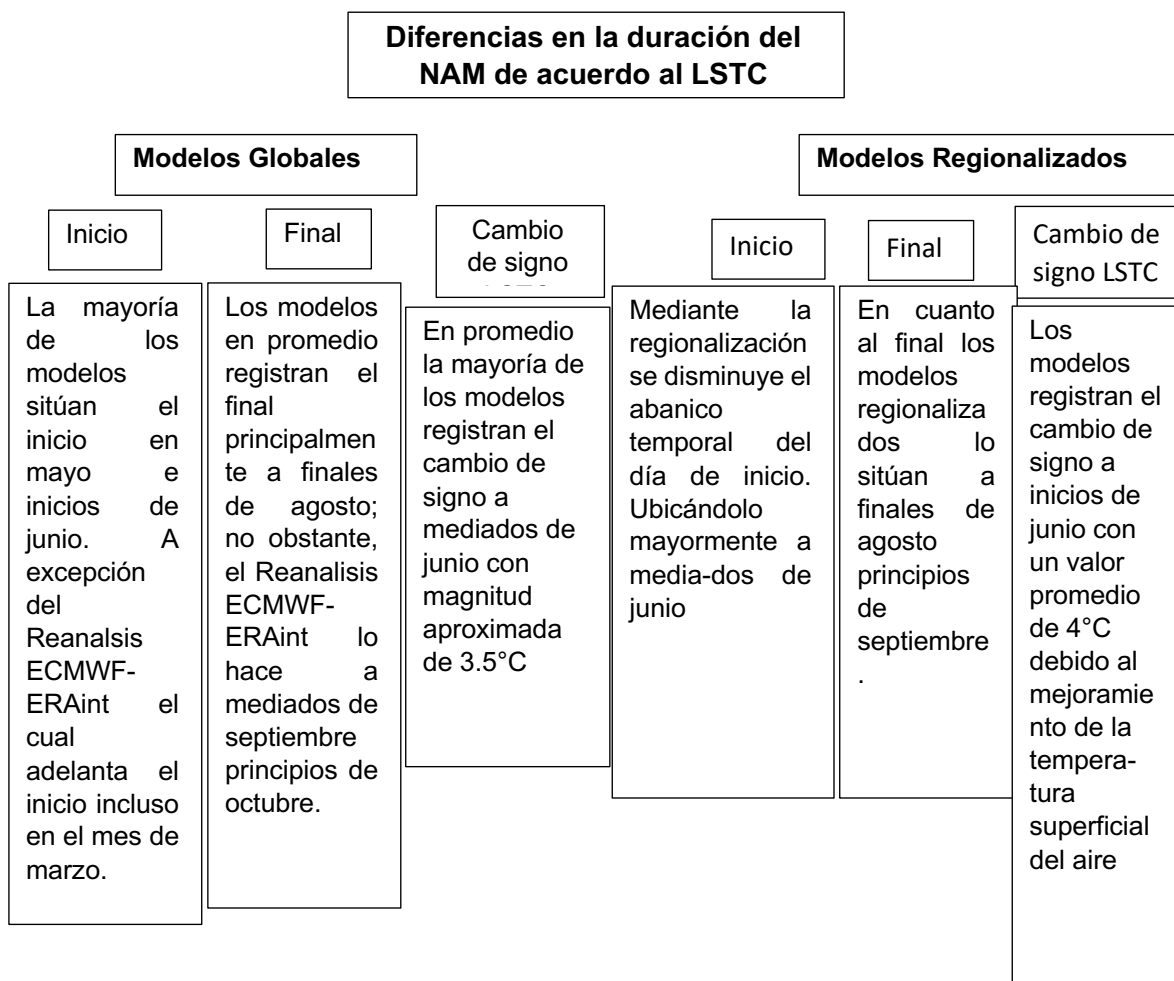
Debido a las diferencias geográficas de los dominios “monzón 1 y 2”, la variabilidad temporal de la precipitación anual también es diferente en ambas regiones. Por lo que la regionalización dinámica mejora de manera diferenciada sobre ellos, sintetizando de la siguiente manera:



Las regiones norte y sur del monzón de Norteamérica son influenciadas de forma diferente por los FHS, siendo ambas mayormente afectadas por el flujo meridional de humedad superficial (durante el NAM) a diferencia del resto del año, cuando domina la componente zonal. Se identificó que, en la región norte, la componente meridional no registra un cambio drástico del signo debido a su cercanía con la zona de transición a latitudes medias y su componente zonal se debilita durante el NAM; por lo tanto, la componente meridional adquiere importancia debido a la advección de humedad hacia esta zona alejada de la entrada GOC, que es su principal fuente de humedad superficial. A su vez, en el dominio sur las dos componentes del flujo de humedad son de suma importancia debido a la convergencia generada en la SMO.

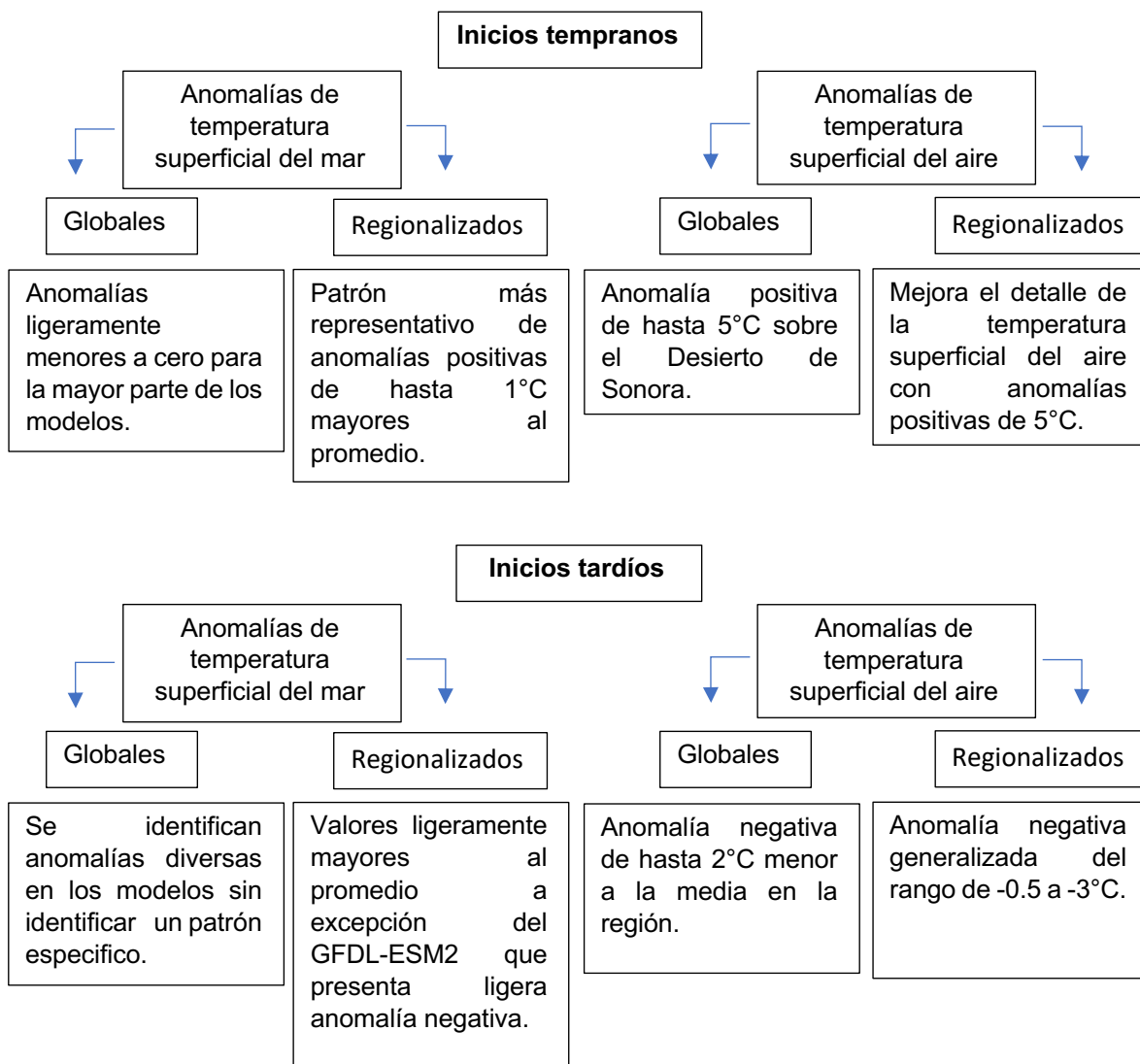
Por lo tanto, se concluye, cuando se registra mayor magnitud del flujo de humedad meridional y su dirección es hacia el norte (positivo); las simulaciones tienen menor sesgo con respecto a las observaciones en el ciclo de precipitación anual.

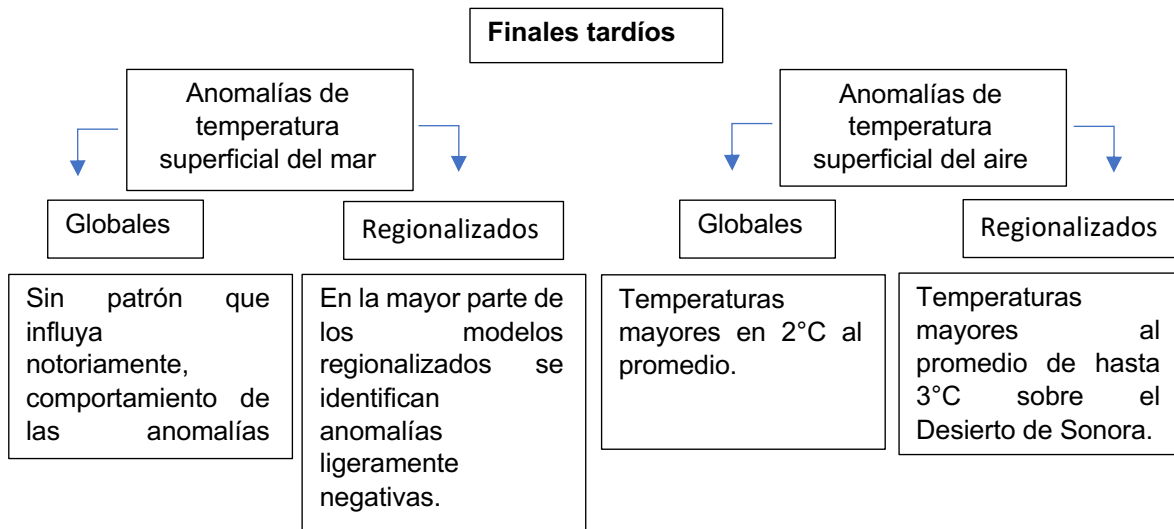
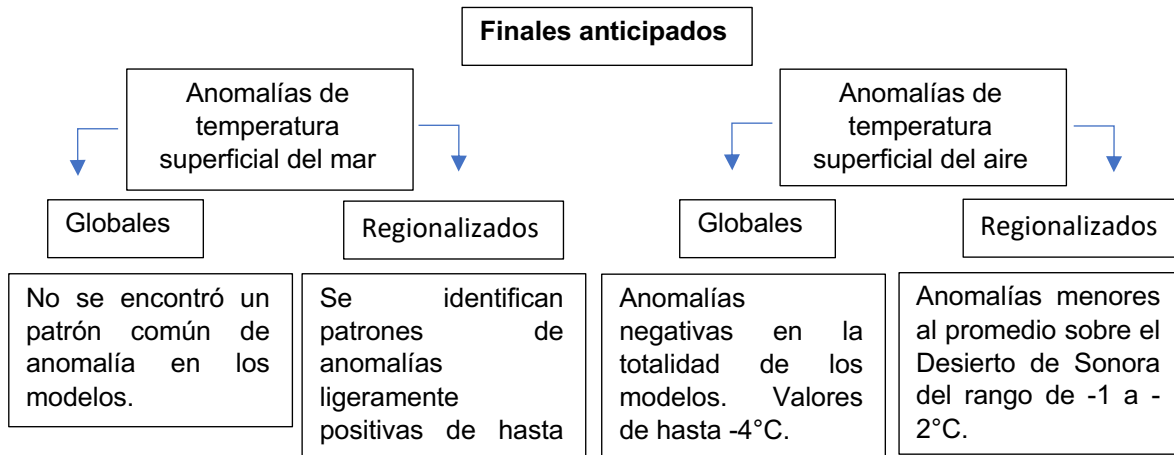
Mediante el análisis del LSTC se logró identificar el día de inicio, final y duración del NAM del conjunto de modelos logrado concluir y destacar las siguientes diferencias:



Los modelos a los que se les aplicó la regionalización dinámica registran el inicio del NAM de acuerdo al LSTC ligeramente más anticipado y adelantan el final de una manera más homogénea. Esto se debe a la representación de la temperatura superficial sobre el desierto de Sonora durante el verano, y al mejoramiento de la TSM, ya que permiten captar la advección sobre el GOC y otras propiedades del océano que por medio de MCGs no son reproducibles. Mediante el análisis de los días de inicio, final, y la duración del NAM fue posible recalcar la importancia de una buena representación del inicio del LSTC ya que este determina principalmente la duración del NAM.

Mediante el análisis de anomalías de la temperatura superficial del mar y la temperatura superficial del aire sobre el Desierto de Sonora, se identificaron los siguientes patrones de comportamiento:





Por lo tanto, se puede decir que el NAM es muy sensible a los cambios térmicos sobre el Desierto de Sonora, así como el GOC, ya que cualquier evento anómalo temporalmente (e.g frentes fríos, ciclones tropicales) puede romper la circulación generada por el LSTC. Y, por consiguiente, debido a esto es sumamente susceptible al cambio climático.

Como manera de resumen, y mediante las anomalías de temperatura superficiales con respecto al promedio en el océano y continente se concluye que:

- 1.-En años con inicios anticipados NAM se identifica una anomalía positiva representativa sobre el desierto de Sonora y una ligera anomalía que puede ser tanto positiva como negativa en la TSM.
- 2.-Para años con inicios tardíos se observó en el conjunto de modelos, una anomalía en promedio -2°C sobre el desierto de Sonora y a su vez la TSM se observa ligeramente mayor al promedio.

3.-En los finales anticipados se observan temperaturas superficiales menores al promedio de hasta -4°C sobre el desierto de Sonora, mientras que la TSM se observa ligeramente mayor al promedio en 0.8°C de anomalía.

4.- Por último, en los finales tardíos la temperatura superficial del mar es ligeramente menor al promedio, mientras que, la temperatura superficial del desierto de Sonora se presentan valores de hasta 3°C mayor al promedio.

Finalmente, y de acuerdo al análisis realizado al conjunto de modelos globales y regionalizados sobre el NAM para el periodo 1980-2005, la modelación correcta de los FHS en especial del flujo meridional cobra mucha importancia, ya que, debido a las mejoras obtenidas por la regionalización dinámica sobre este flujo superficial, se logró disminuir el sesgo de la precipitación intraestacional de ambos dominios del Monzón de Norteamérica. Asimismo, se encontró que es de suma importancia la simulación detallada sobre el Desierto de Sonora de la temperatura superficial del aire, ya que es una de las principales variables que definen la duración del NAM; así mismo es necesario desarrollar regionalizaciones dinámicas de los modelos globales con mayor resolución, para lograr complementar la retroalimentación de la TSM sobre la entrada del Golfo de California en sistema monzónico norteamericano.

Trabajo a Futuro

Realizar evaluaciones de modelos regionalizados orientadas a procesos y mecanismos considerando:

- Flujos verticalmente integrados.
- Cálculo de CAPE.
- Identificar promedio estacional de la ubicación de la ZCIT en cada modelo y su efecto en la precipitación.
- Anomalías sobre el anticiclón de niveles medios.
- Utilizar modelos regionales sin aproximación hidrostática, en la opción conocida como “convection permitting”, la cual no parametriza los procesos asociados a la convección, a cambio de ello resuelve explícitamente las ecuaciones que representan los movimientos verticales. Con ello se espera que la precipitación sea mejor representada.

Bibliografía

- Anderson, B. T., Roads, J. O., & Chen, S. (2000). Large-scale forcing of summertime monsoon surges over the Gulf of California and the southwestern United States. *105*, 455–467.
- Ahrens, D. C. (2009). *Meteorology Today* (Brooks/Cole, Ed.). Belmont, CA.
- Bukovsky, M. S., Carrillo, C. M., Gochis, D. J., Hammerling, D. M., McCrary, R. R., & Mearns, L. O. (2015). Toward assessing NARCCAP regional climate model credibility for the North American monsoon: Future climate simulations. *Journal of Climate*, *28*(17), 6707–6728. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00695.1>
- Bukovsky, M. S., Gochis, D. J., & Mearns, L. O. (2013). Towards assessing NARCCAP regional climate model credibility for the North American monsoon: Current climate simulations. *Journal of Climate*, *26*(22), 8802–8826. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00538.1>
- Cadet, D., & Reverdin, G. (1981). Water vapour transport over the Indian Ocean during summer 1975 (Arabian Sea). *Tellus*, *33*(5), 476–487. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1981.tb01773.x>
- Carrillo, C. M., Castro, C. L., Garfin, G., Chang, H. I., Bukovsky, M. S., & Mearns, L. O. (2018). Pacific sea surface temperature related influences on North American monsoon precipitation within North American Regional Climate Change Assessment Program models. *International Journal of Climatology*, *38*(11), 4189–4210. <https://doi.org/10.1002/joc.5561>
- Castro, C. L., Chang, H. I., Dominguez, F., Carrillo, C., Schemm, J. K., & Juang, H. M. H. (2012). Can a regional climate model improve the ability to forecast the North American monsoon? *Journal of Climate*, *25*(23), 8212–8237. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00441.1>
- Castro, C. L., Pielke, R. A., Adegoke, J. O., Schubert, S. D., & Pegion, P. J. (2007). Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Model climate variability. *Journal of Climate*, *20*(15), 3866–3887. <https://doi.org/10.1175/JCLI4212.1>
- Cerezo-Mota, R., Allen, M., & Jones, R. (2011). Mechanisms controlling precipitation in the northern portion of the North American monsoon. *Journal of Climate*, *24*(11), 2771–2783. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3846.1>
- Cerezo-Mota, R., Cavazos, T., Arritt, R., Torres-Alavez, A., Sieck, K., Nikulin, G., ... Salinas-Prieto, J. A. (2016). CORDEX-NA: Factors inducing dry/wet years on the North American Monsoon region. *International Journal of Climatology*, *36*(2), 824–836. <https://doi.org/10.1002/joc.4385>
- Coiffier, J. (2011). *Fundamentals of Numerical Weather Prediction* (C. U. Press,

Ed.). Cambridge.

- Colorado-Ruiz, G., Cavazos, T., Salinas, J. A., De Grau, P., & Ayala, R. (2018). Climate change projections from Coupled Model Intercomparison Project phase 5 multi-model weighted ensembles for Mexico, the North American monsoon, and the mid-summer drought region. *International Journal of Climatology*, *38*(15), 5699–5716. <https://doi.org/10.1002/joc.5773>
- Cook, B. I., & Seager, R. (2013). The response of the North American Monsoon to increased greenhouse gas forcing. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *118*(4), 1690–1699. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50111>
- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., & Hu, H. (2016). WRF with water vapor tracers: A study of moisture sources for the North American Monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, *17*(7), 1915–1927. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0221.1>
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, Vol. 6, pp. 1665–1677. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1665:TMM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1665:TMM>2.0.CO;2)
- Grantz, K., Rajagopalan, B., Clark, M., & Zagona, E. (2007). Seasonal shifts in the North American monsoon. *Journal of Climate*, *20*(9), 1923–1935. <https://doi.org/10.1175/JCLI4091.1>
- Gutzler, D. S., Kim, H.-K., Higgins, R. W., Juang, H.-M. H., Kanamitsu, M., Mitchell, K., ... Yang, R. (2005). The North American Monsoon Model Assessment Project: Integrating Numerical Modeling into a Field-based Process Study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *86*(10), 1423–1429. <https://doi.org/10.1175/BAMS-86-10-1423>
- Higgins, R. W., Shi, W., & Hain, C. (2004). Relationships between Gulf of California moisture surges and precipitation in the southwestern United States. *Journal of Climate*, *17*(15), 2983–2997. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2983:RBGOCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2983:RBGOCM>2.0.CO;2)
- Higgins, W., & Gochis, D. (2007). Synthesis of Results from the North American Monsoon Experiment (NAME) Process Study. *Journal of Climate*, *20*(9), 1601–1607. <https://doi.org/10.1175/JCLI4081.1>
- Hu, H., & Dominguez, F. (2015). Evaluation of oceanic and terrestrial sources of moisture for the North American monsoon using numerical models and precipitation stable isotopes. *Journal of Hydrometeorology*, *16*(1), 19–35. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0073.1>
- Jacques, F. M. B., Su, T., Huang, Y. J., Wang, L., & Zhou, Z. K. (2013). A global-scale test for monsoon indices used in palaeoclimatic reconstruction. *Palaeoworld*, *22*(3–4), 93–100. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2013.02.002>
- Jana, S., Rajagopalan, B., Alexander, M. A., & Ray, A. J. (2018). Understanding the Dominant Sources and Tracks of Moisture for Summer Rainfall in the

- Southwest United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(10), 4850–4870. <https://doi.org/10.1029/2017JD027652>
- Janowiak, J. E., Dagostaro, V. J., Kousky, V. E., & Joyce, R. J. (2007). An examination of precipitation in observations and model forecasts during NAME with emphasis on the diurnal cycle. *Journal of Climate*, 20(9), 1680–1692. <https://doi.org/10.1175/JCLI4084.1>
- Krishnamurthy, V., & Shukla, J. (2007). Intraseasonal and seasonally persisting patterns of indian monsoon rainfall. *Journal of Climate*, 20(1), 3–20. <https://doi.org/10.1175/JCLI3981.1>
- Liang, X. Z., Zhu, J., Kunkel, K. E., Ting, M., & Wang, J. X. L. (2008). Do CGCMs simulated the North American monsoon precipitation seasonal-interannual variability. *Journal of Climate*, 21(17), 4424–4448. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2174.1>
- Livneh, Ben & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 12 Dec 2019. "The Climate Data Guide: Livneh gridded precipitation and other meteorological variables for continental US, Mexico and southern Canada." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/livneh-gridded-precipitation-and-other-meteorological-variables-continental-us-mexico>.
- Liu, T., Li, J., Wang, Q., & Zhao, S. (2020). Influence of the autumn SST in the southern pacific ocean on winter precipitation in the North American monsoon region. *Atmosphere*, 11(8), 1–14. <https://doi.org/10.3390/ATMOS11080844>
- Magana, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Geofísica Internacional. *Geofísica Internacional*, 42(3), 313–330. Retrieved from <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56842304>
- Maraun, D. (2016). Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review. *Current Climate Change Reports*, 2(4), 211–220. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>
- Mejia, J. F., Douglas, M. W., & Lamb, P. J. (2016). Observational investigation of relationships between moisture surges and mesoscale-to large-scale convection during the North American Monsoon. *International Journal of Climatology*, 36(6), 2555–2569. <https://doi.org/10.1002/joc.4512>
- Meyer, J. D. D., & Jin, J. (2017). The response of future projections of the North American monsoon when combining dynamical downscaling and bias correction of CCSM4 output. *Climate Dynamics*, 49(1–2), 433–447. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3352-8>
- Mosiño Aleman, P. (1966). *Factores determinantes del clima en la República Mexicana con referencia especial a las zonas áridas*. Ciudad de Mexico.
- National Hurricane Center. (2020). NHC Data Archive. Retrieved from NHC Data Archive website: <https://www.nhc.noaa.gov/data/>
- Pascale, S., Bordoni, S., Kapnick, S. B., Vecchi, G. A., Jia, L., Delworth, T. L., ...

- Anderson, W. (2016). No access the impact of horizontal resolution on north american monsoon gulf of california moisture surges in a suite of coupled global climate models. *Journal of Climate*, 29(21), 7911–7936. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0199.1>
- Proyecto IS-ENES. (n.d.). exploring climate model data. Retrieved from https://climate4impact.eu/impactportal/documentation/backgroundandtopics.jsp?q=regional_models
- Ramage, C. (1971). Monsoon Meteorology. *International Geophysics Series*, 15, 296. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)60596-3](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)60596-3)
- Reyes, S., Douglas, M. W., & Maddox, R. a. (1994). El moonzón de suroeste de Norteamérica. *Atmósfera*, Vol. 7, pp. 117–137.
- Sánchez-Crispín, A., Propin, E., & Mollinedo, G. (2016). *Recursos naturales y culturales para el turismo” Atlas de procesos y estructura territorial del estado de Chihuahua* (UNAM, Ed.). Chihuahua Chihuahua.
- Schiffer, N. J., & Nesbitt, S. W. (2012). Flow, moisture, and thermodynamic variability associated with Gulf of California surges within the North American monsoon. *Journal of Climate*, 25(12), 4220–4241. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00266.1>
- Seastrand, S., Serra, Y., Castro, C., & Ritchie, E. (2015). The dominant synoptic-scale modes of North American monsoon precipitation. *International Journal of Climatology*, 35(8), 2019–2032. <https://doi.org/10.1002/joc.4104>
- Stensrud, D. J., Gall, R. L., & Nordquist, M. K. (1997). Surges over the Gulf of California during the Mexican Monsoon. *Monthly Weather Review*, 125(4), 417–437. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<0417:SOTGOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0417:SOTGOC>2.0.CO;2)
- Theodore J. Bohn and Enrique R. Vivoni. (2016). Process-based characterization of evapotranspiration sources over the North American monsoon region. *Water Resour. Res*, 52, 358–384. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1969.tb04897.x>
- Torres-Alavez, A., Cavazos, T., & Turrent, C. (2014). Land-sea thermal contrast and intensity of the North American monsoon under climate change conditions. *Journal of Climate*, 27(12), 4566–4580. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00557.1>
- Turrent, C., & Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36(2), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL036299>
- WCRP. (n.d.). THE GLOBAL MONSOON SYSTEMS.
- Webster, P. J. and J., & Fasullo. (2003). Monsoon dynamical Theory. *Elsevier Science*, 1370–1386.

Anexo 1

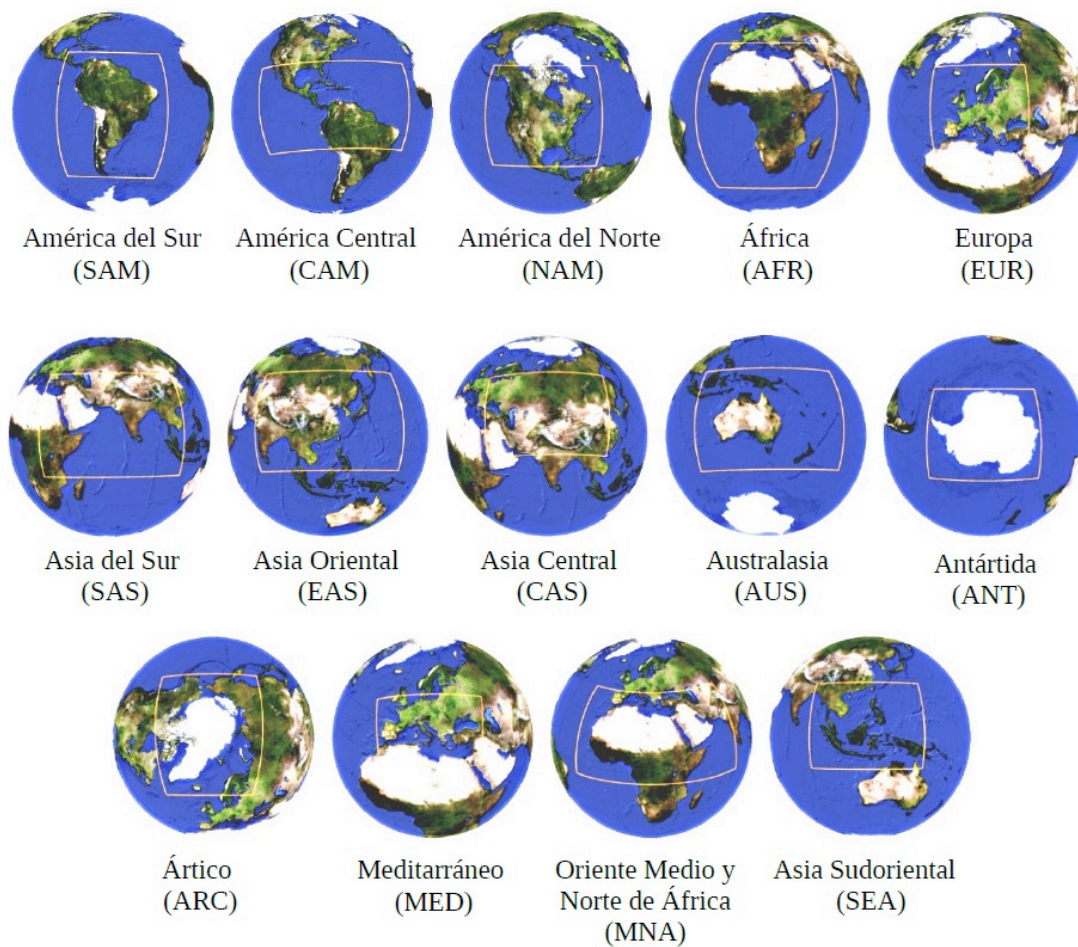


Figura 37. Dominios utilizados por CORDEX fuente: <https://www.cordex.org/domains/>.

Anexo 2

Tabla 6. Configuraciones utilizadas por el RCA4

Dimensiones de la malla (x,y,z)	210X113X40 (confinado para el CAM)
Zona de relajación	10 puntos de malla
Tiempo de Vuelco	1 año
Configuraciones físicas	
Radiación	Savijarvi (1990), Sass et al. (1994)
Convección (océano-continente)	Kain and Fritsch (1990, 1993), Kain (2004), Jones y Sanchez (2002)
Esquema de flujo de humedad	Esquema de flujo de humedad Rasch and Kristjansson (1998)
Procesos de la superficie terrestre	Samuelsson et al., (2006; 2011), Masson et al. (2003)

Anexo 3

Tabla 7. Calendario de días julianos, la primera fila representa al número del mes y la primera columna con el número de día del mes de enero, es usada como referencia para calcular el número de día correspondiente en el mes en seleccionado.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	57	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29		88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30		89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31		90		151		212	243		304		365